

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

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

Б. А. Блюман

**История геологического развития
Тихого океана по материалам
международных программ
глубоководного бурения**

**Санкт-Петербург
2020**

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
ТИХОГО ОКЕАНА ПО МАТЕРИАЛАМ
МЕЖДУНАРОДНЫХ ПРОГРАММ
ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2020

Блюман, Б. А. История геологического развития Тихого океана по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс] / Б. А. Блюман; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб: ВСЕГЕИ, 2020. –70 кб. – Систем. требования: ПК; Windows; Acrobat Reader от 10.0. – Официальный сайт Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского. Режим доступа: https://www.vsegei.ru/ru/public/our_publications/Pacific_Ocean.pdf. – Загл. с экрана.

Издание является непосредственным продолжением ранее выполненных по материалам международных программ глубоководного бурения электронных изданий «Литостратиграфия Атлантического, Индийского и Тихого океанов» (2017) и «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов» (2018). Для структурной и содержательной совместимости с предыдущими изданиями аннотируемое издание выполнено также в электронной форме. Работа по Тихому океану содержит описания керна скважин, распределенных по типовым структурам океана. Используются материалы 57 рейсов и 278 скважин. Рассмотрена характеристика процессов осадконакопления и вулканизма во временных интервалах: юра, мел, палеоцен, эоцен – миоцен, плиоцен и плейстоцен. Приведены материалы по петрографии, петрологии и изотопной геологии разновременных проявлений вулканизма. Предварительные выводы показывают различия во времени проявления процессов литогеодинимики и петрогеодинамики Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Общими для рассмотренных океанов (без Северного Ледовитого) являются: устойчивая во времени доминанта направленного погружения, выраженного сменой мелководных глубоководными осадками на заключительной стадии развития разных структур. Показаны свидетельства того, что ряд положений традиционной интерпретации истории развития океанов вступают в противоречие с материалами глубоководного бурения.

Рецензент

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

*Автор благодарен доктору Виктору Павловичу Горелову (МСЧ 122)
за предоставленную возможность жить и работать.*

Оглавление

		Стр.
	Введение	4
I	Скважины по структурам	10
1.1	Абиссали	10
1.1.1	Результаты бурения	10
1.1.2	Обсуждение результатов бурения	88
1.2	Асейсмичные хребты	102
1.2.1	Результаты бурения	102
1.2.2	Обсуждение результатов бурения	165
1.3	Восточно-тихоокеанское поднятие	180
1.3.1	Результаты бурения	182
1.3.2	Обсуждение результатов бурения	234
1.4	Островные дуги	241
1.4.1	Результаты бурения	241
1.4.2	Обсуждение результатов бурения	272
1.5	Плато, поднятия, гайоты	319
1.5.1	Результаты бурения	319
1.5.2	Обсуждение результатов бурения	384
1.6	Континентальные окраины	396
1.6.1	Результаты бурения	396
1.6.2	Обсуждение результатов бурения	426
1.7	Периконтинентальные моря	432
1.7.1	Результаты бурения	432
1.7.2	Обсуждение результатов бурения	444
II	Время по структурам	447
2.1	Средняя - поздняя юра - ранний мел	447
2.1.1	Результаты бурения	447
2.1.2	Обсуждение результатов бурения	450
2.2	Верхи поздней юры (титон) и низы раннего мела (берриас, баррем)	452
2.2.1	Результаты бурения	452
2.3	Ранний мел	453
2.3.1	Результаты бурения	453
2.3.2	Обсуждение результатов бурения	462
2.4	Маастрихт	464
2.4.1	Результаты бурения	464
2.5	Поздний мел	470
2.5.1	Результаты бурения	470
2.6	Палеоцен	472
2.6.1	Результаты бурения	472
2.6.2	Обсуждение результатов бурения	478
2.7	Эоцен-олигоцен	482
2.7.1	Результаты бурения	482
2.7.2	Обсуждение результатов бурения	493

2.8	Миоцен	494
	2.8.1 Результаты бурения	494
	2.8.2 Обсуждение результатов бурения	500
2.9	Плиоцен	504
	2.9.1 Результаты бурения	504
2.10	Плейстоцен	509
	2.10.1 Результаты бурения	509
	2.10.2 Обсуждение результатов бурения	515
III	Вулканизм по структурам	518
3.1	Вулканизм абиссалий	518
	3.1.1 Результаты бурения	518
	3.1.2 Обсуждение результатов бурения	520
	Вулканизм асейсмичных хребтов	521
	Вулканизм островных дуг	527
	Вулканизм плато, поднятий, гайотов	541
	Вулканизм Восточно-Тихоокеанского поднятия	555
	Вулканизм периконтинентальных морей	557
	Вулканизм окраин континентов	558
IV	История геологического развития Тихого океана по материалам глубоководного бурения – предварительные выводы	560
4.1	Глобальные сходства и различия состава строения и истории геологического развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов.	561
4.2	Региональные временные особенности истории геологического развития Тихого океана.	562
	4.2.1 Келловей-бат	562
	4.2.2 Верхи поздней юры (титон) и низы раннего мела (берриас, баррем)	562
	4.2.3 Ранний мел	563
	4.2.4 Поздний мел	563
	4.2.5 Палеоцен	564
	4.2.6 Эоцен	566
	4.2.7 Миоцен	567
	4.2.8 Плейстоцен	570
Приложение 1: список рейсов, материалы которых использованы в работе		577

«В 1926 году я пытался обосновать, что в основе естествознания лежат только научные эмпирические факты и научные эмпирические обобщения. Я оставлял в стороне научные гипотезы, которые всегда имеют временное существование и имеют меньшую достоверность, чем научные факты и научные эмпирические обобщения. С ходом времени по мере роста науки область эмпирических фактов и эмпирических обобщений увеличивается. А область научных гипотез должна уменьшиться»

[Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Часть 1. Пространство и время в неживой и живой природе». 1957. М: Наука, с. 69].

Введение

Приведенное высказывание В.И. Вернадского находится в соответствии с причиной, побудившей автора, представить широкому кругу геологов сведения о геологии океанов. Эти сведения выражены текстовым и графическим представлением разрезов керна скважин, пробуренных по международным программам глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Источником этих сведений являлись англоязычные материалы международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Представляемая работа - содержит характеристику состава и строения разрезов пробуренных скважин, каждая из которых представляет своеобразную историю геологического развития отдельного участка дна океана, скрытого от исследователей многокилометровой толщей воды. Начиная с конца 90-х годов прошлого века, автор системно знакомился с результатами бурения в океанах. Конечной целью такого знакомства являлась задача приближения к пониманию 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 фактографическая сторона событий, происходящих в океанах, наиболее полно и объективно представленных в материалах описания разрезов скважин, представляющих последовательные процессы осадконакопления и вулканизма от древних к молодым в различных частях Мирового океана. По существу, так же, как и предыдущие электронные издания автора, эта работа представляет иллюстрированный справочник по геологии Тихого океана. Представляя коллегам эту работу, автор считает необходимым еще раз обозначить причины, побудившие его в течение 15 лет системно заниматься переводом материалов глубоководного бурения, проводившегося международным сообществом и систематически публиковавшимися вначале в виде объемистых монографий, а затем и в Интернете. Сегодня пользователю представляется заключительная часть работы, содержащая материалы бурения в Тихом океане. Частично материалы по Тихому океану, совместно с материалами по Атлантическому и Индийскому океанам, ранее были опубликованы автором в электронных изданиях «Литостратиграфия...» в 2017 году и «История геологического развития..., 2018». Эти работы, так же, как и представляемая работа, предназначены для ознакомления геологов с фактическим – эмпирическим материалом, международных программ глубоководного бурения, начавшихся еще в 1968 году, продолжающихся и сегодня. Своевременность подготовки этой (Тихий океан), так же, как и предыдущих (Атлантический и Индийский океаны) работ, обусловлена, по мнению автора, прежде всего тем, что материалы глубоководного бурения в Мировом океане мало известны широкому кругу геологов, и это, несмотря на то, что геодинамические обстановки, присущие современным океанам,

широко используются как в теоретическом – геодинамическом плане, так и в геолого-картографической практике.

Задачи перечисленных электронных изданий: а) познакомить геологов с первичными материалами о геологическом строении современных океанов, б) привлечь внимание к первичным материалам международных программ глубоководного бурения. Применительно ко всем трем океанам автор работы выделил в качестве базового признака для представления материалов бурения системный принцип – распределения описаний керна скважин по типовым структурам океанов:

- континентальные окраины;
- абиссальные впадины;
- внутри- и окраинно-континентальные плато, и поднятия;
- асейсмичные хребты;
- срединно-океанические хребты и их фланги;
- островодужные системы и-окаинные моря;
- периконтинентальные моря.

Описание состава и строения разрезов по скважинам таких структур затем завершалось обобщением, содержащим основные особенности состава, строения и истории развития этих структур. Следующая стадия системного анализа заключалась в извлечении из материалов по типовым структурам сведений о составе и строении литостратиграфических комплексов по определенным временным «уровням»: юра, мел, палеоцен, эоцен, миоцен, плиоцен и плейстоцен. Такие сведения были ориентированы на решение задачи сопоставления состава и строения определенных временных литостратиграфических и вулканических комплексов в различных структурах океанов. Далее текст работы содержит выборку по характеристике вулканизма, сведения о котором также распределены по ранее выделенным структурам. Текст сопровождается материалами по геологии, петрохимии, геохимии, изотопной геологии и, отчасти, по петрологии базальтов. Этот раздел, так же, как и основной текст, не содержит каких-либо концептуальных геодинамических построений. Во многом выводы, следующие из проведенного историко-геологического анализа, по мнению автора, очевидны, а окончательное заключение по этим выводам предстоит сделать самому читателю, исходя из приведенных эмпирических данных. Необходимо отметить, что использованные автором исходные материалы англоязычны и требовали перевода на русский язык. Следует коротко остановиться на характеристике режима перевода, который применялся как в упомянутых электронных изданиях, так и в дальнейшем в процессе выполнения представляемой работы. Перевод описания скважин представляет собой в известном смысле конспект оригинального текста, необходимый по смыслу и постановке задачи. Осуществлялся конспективный перевод разрезов, вскрытых скважинами глубоководного бурения, взаимоотношений надбазальтовых пород первого (осадочного слоя), второго – базальтового (в большинстве случаев) и третьего мафического кристаллического слоев коры океанов. Особое внимание уделялось характеристике изменений (окисления, выветривания) вулканитов (базальтов), а также описанию состава и строения надбазальтовых пачки (горизонтов) и их взаимоотношений. Акцентировалось внимание на перерывах и несогласиях в разрезах пробуренных скважин. Распределение использованных скважин в океане не совсем равномерно в силу разных причин. Заметно меньшее количество скважин пробурено в восточной части Тихого океана.

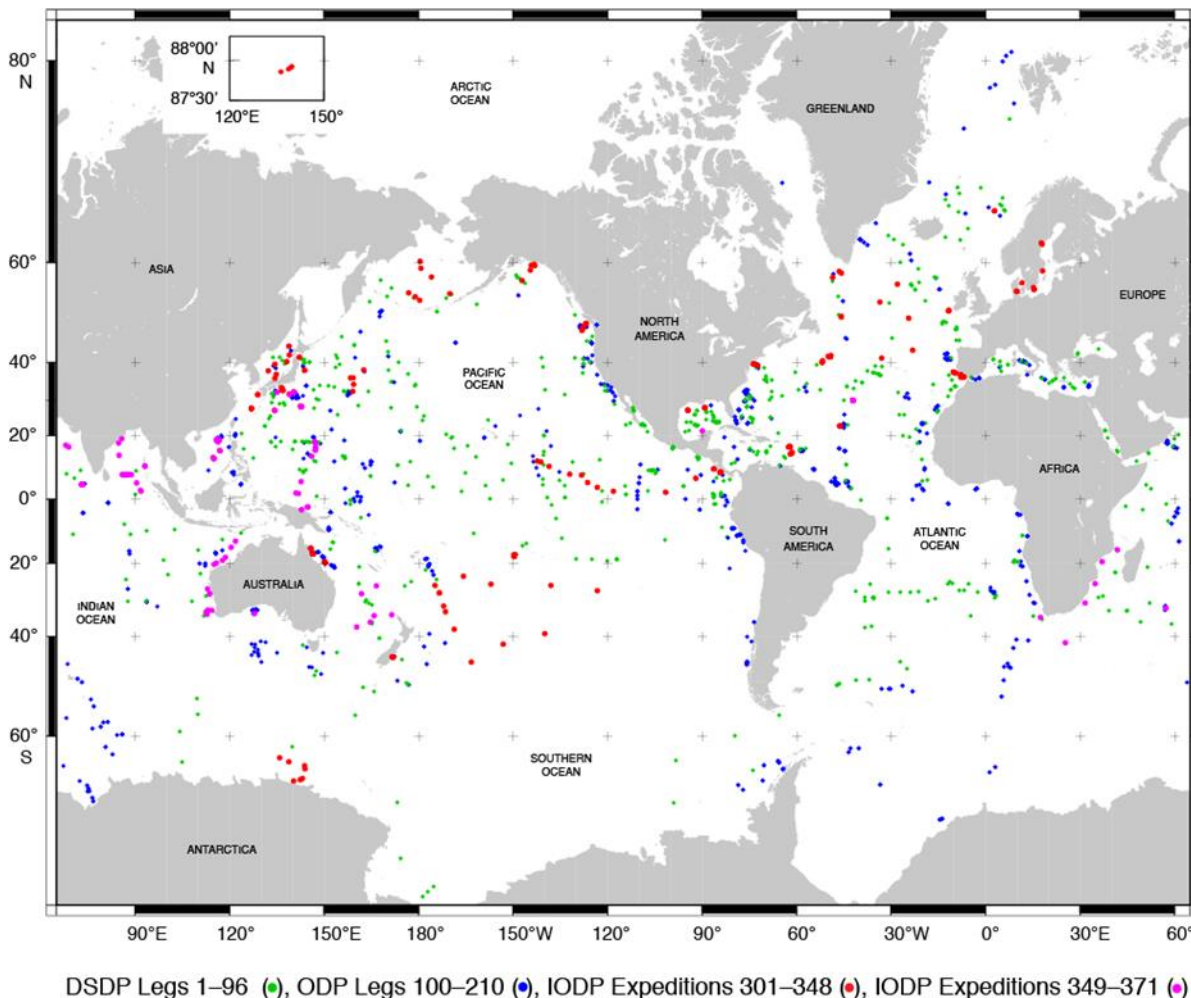


Рис. 1. Карта размещения скважин, пробуренных в Мировом океане по завершённым и ныне действующим программам глубоководного бурения <http://www-odp.tamu.edu/publications>

Переведенные в издания исходные материалы доступны в Интернете на сайте iodp.tamu.edu, в котором содержатся материалы по рейсам и скважинам последовательно осуществлявшихся международным сообществом программ: с 1962 г. «Long Cores», с 1966 г. – «Deep Sea Drilling Project» (DSDP), с 1985 г. – «Ocean Drilling Program» (ODP), с 2003 г. – IODP (Integrated Ocean Drilling Project), переименованной с 2013 г. в программу «International Ocean Discovery Program». Начиная с 1958 г. (программа «Mohole») и по сей день осуществляются исследования по программам глубоководного бурения в Мировом океане: в рамках последовательно осуществлявшихся программ: с 1962 г. «Long Cores», с 1966 г. – «Deep Sea Drilling Project» (DSDP), с 1985 г. – «Ocean Drilling Program» (ODP), с 2003 г. – «Integrated Ocean Drilling Project» (IODP), переименованной с 2013 г. в «International Ocean Discovery Program».

СССР принимал участие в работе по программе глубоководного бурения в качестве полноправного члена с 1975 г, привлекая к работе над проектом 11 академических и отраслевых институтов. Советские ученые уже в первые годы работ над проектом глубоководного бурения по приглашению ученых США принимали участие в рейсах бурового судна «Гломар Челленджер» и в обработке получаемых материалов. Однако их участие в этих исследованиях не было регулярным. В 1972 г. Национальный научный фонд США предложил Академии наук СССР войти в состав ДЖОЙДЕС и принять активное регулярное участие в работах по проекту глубоководного бурения и по его продолжению Международному проекту океанического бурения. С конца 1973 г. Академия наук СССР вошла в ДЖОЙДЕС, осуществляя свое членство через Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. С начала 1974 г. СССР стал вносить финансовый взнос и участвовать во всех мероприятиях по проекту глубоководного бурения. Представители Академии наук СССР и Министерства геологии СССР получили право

участвовать в работе руководящих органов ДЖОЙДЕС, направлять по 1-2 человека в каждый рейс бурового судна «Гломар Челленджер», получать всю текущую информацию о планах и результатах работ, а также иметь доступ к исследованиям кернов глубоководного бурения и участвовать в публикации полученных результатов. В работе коллектива авторов ВНИИОкеангеология «Глубоководное бурение в Мировом океане» (1989 г.) можно ознакомиться с разделом «Участие советских ученых в работах по глубоководному бурению», где поименно перечислены 30 сотрудников различных (в большинстве – академических) институтов, в разные годы (с 1977 по 1980 г.) участвовавших в различных рейсах первой программы DSDP. После распада СССР Россия участвовала в программе на правах ассоциативного члена с покрытием одной трети доли от ежегодного взноса полноправного члена, а в 1992 г. вышла из Международной программы глубоководного бурения из-за финансовых трудностей в стране и в настоящее время в ней не участвует. Исполнителями международных программ (DSDP, ODP) практиковался вначале выпуск тома «Initial Reports», содержащего фактический материал описания керна скважин, а спустя некоторое незначительное время из печати выходил следующий том «Preliminary Reports», с материалами того же рейса (тома), но уже с результатами интерпретации обнаруженных фактов. Продолжающаяся ныне программа IODP – международная программа морских исследований, изучения истории Земли и ее структуры, зафиксированных в осадках морского дна и в породах. Одновременно IODP осуществляет мониторинг экологии морского дна. В рамках этой программы осуществляются исследования, начатые программами DSDP и ODP, которые во многом изменили представления о геологии и геодинамике океанов. Принципиальная тема программы IODP: Земля, Океан и Жизнь: научные исследования земной системы с использованием разнообразных буровых платформ и новых технологий: – глубинная биосфера и придонный слой океана, – изменения экологии, процессы, эффекты, – твердая земля, ее циклы и геодинамика. IODP финансируется четырьмя основателями, действующими как международные партнеры: – национальный научный фонд США (NSF) и японское министерство образования, культуры, спорта, науки и технологии (NEXT) – ведущие агентства; – Европейский консорциум по океанскому исследовательскому бурению (ECORD) – член – вкладчик; – Министерство науки и технологии Республики Китай (MOST) – ассоциированный член; – Корейский институт геонаук и минеральных ресурсов (KIDAM) – ассоциированный член. Офис ODP в NSF в процессе реализации программы выполняет функции администрирующего органа для оценки стоимости научных операций (SOC) и всех операций IODP. Взносы поступают от международных партнеров как часть членских взносов и используются для проведения операций IODP. Совет IODP выполняет наблюдения за деятельностью IODP, осуществляет эффективное планирование, менеджмент и операции IODP, а также содействует широкому присоединению к программе международного сообщества. Члены совета представляют каждую страну, оказавшую поддержку IODP (Япония, США, Австралия, Австрия, Бельгия, Канада, Дания, Финляндия, Исландия, Италия, Ирландия, Нидерланды, Норвегия, Португалия, Испания, Швеция, Швейцария, Великобритания). Керна, извлеченный в процессе бурения из скважин, всесторонне изучается как на борту судна, так и в береговых лабораториях. Определенная часть керна сдается в хранилища Западного и Восточного побережий США; керн из Индийского и Тихого океанов – Скриппсовского океанографического института, Калифорнийского университета, керн из Атлантического, Антарктического океанов и Средиземного моря – Геологической обсерватории Ламонт-Догерти Колумбийского университета. Через год после окончания рейса и выхода в свет первичного отчета все материалы становятся доступными для широкой научной общественности. Ученые всех стран имеют равные права представлять научные предложения для планирования будущих рейсов на рассмотрение консультативной структурой ДЖОЙДЕС, а также имеют свободный доступ ко всем базам данных и кернохранилищам. В рамках программы ODP океанского бурения со 101-го рейса осуществлялась публикация двух томов – «Предварительные результаты» и «Научные отчеты»

отдельно по каждому рейсу программы. В частности, в СССР, а затем в Россию в таком виде поступали опубликованные материалы до 174 тома – «Предварительные результаты» и до 168-169 томов – «Научные отчеты». Проводилась большая работа по рассылке томов в ведущие академические и отраслевые учреждения России, Москвы и союзных республик. Начиная со 169 (2000 г.) до 205 томов «Научные отчеты», а «Предварительные результаты» со 176 до 210 томов программы ODP поступают в Россию в электронной версии и хранятся в Геологическом институте РАН в Москве. Электронные версии предварительных отчетов по различным рейсам этих программ доступны на сайте iodp.tamu.edu. В 1989 г. коллективом сотрудников Всесоюзного научно-исследовательского института геологии минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) подготовлена к печати в издательстве «Недра» книга – «Результаты глубоководного бурения в Мировом океане (справочник-указатель)»; составители этой работы: А. А. Красильщиков, В. А. Басов, К. М. Шихорина, Е. А. Попова, А. Л. Пискарев, А. И. Данюшевская, А. В. Гуляев, С. Г. Краснов, Г. А. Иванова, Г. А. Черкашов. Редактор книги академик РАН И. С. Грамберг. Этот справочник – первая отечественная попытка систематизировать фактический материал по глубинному бурению в Мировом океане, содержащийся в томах «Initial Reports...» программы DSDP. Авторы-составители справочника – указателя имели дело с этими объемистыми томами и в своей работе, ориентированной на тома «Initial Reports», привели лаконичный перевод описания керна скважин программы DSDP по томам (рейсам) с 1 по 71. К тому времени по программе бурения DSDP было проведено всего 96 рейсов. Эта программа завершилась в 1984 г. бурением скважины 524. Начиная с 1985 г., и до 2003 г. разрабатывалась программа ODP (скв. 625 – 1276), труды которой также систематически публиковались вначале в виде томов, а затем в Интернете, в котором в дальнейшем были помещены и материалы программы DSDP.

В предлагаемой коллегам работе описание разреза, вскрытого отдельной скважиной, в авторском переводе включает такие сведения как: место заложения скважины, глубину океана в месте бурения, величину проходки, пробуренный керн, – сейсмический профиль района заложения скважины, описание разреза с указанием возраста определенной пачки и ее мощности, характеристику взаимоотношений основания и перекрывающих его осадочных пород. В тексте размещено значительное количество иллюстраций: фотографии керна, различные схемы, диаграммы – петро - и геохимические. При необходимости более детального ознакомления с первичными (английский язык) материалами пользователь может самостоятельно использовать ресурсы Интернета, с запросом, который строится следующим образом. Вначале указывается номер рейса (например, рейс 149 – Leg 149) и далее номер скважины этого рейса (скважина 240 – Site 240). Итого полный запрос: Leg 148 Site 240. Предпочтительнее использовать раздел Initial Report, содержащий первичные фактические материалы по этому рейсу и по отдельным скважинам.

Результаты бурения представлены в тексте двумя частями. Первая часть – собственно результаты бурения представлена иллюстрированным системным описанием керна скважины. А вторая часть- обсуждение результатов бурения- представляет характеристику – резюме-обобщение – касающееся этой структуры и иногда дополнительные графические материалы. Итак, в последующих подразделах с материалами глубоководного бурения вначале приводятся конспективные фактические материалы по бурению, лишённые каких-либо авторских дополнений и комментариев. Затем следует раздел, касающийся той же структуры, но содержащий авторские дополнения и комментарии, содержание которых не выходит за рамки материалов глубоководного бурения.

Последовательность расположения текстов по определенным структурам произвольна оттого, что по материалам бурения не представляется возможным установить, за редкими исключениями, очередность формирования этих структур, так же, как и установить природу их появления и закономерности пространственно-временного размещения на дне океана. Вся научная информация о деятельности международных программ

глубоководного бурения в Мировом океане в настоящее время доступна на сайте: <http://www.odplegacy.org> (Samples, data & publications). Фотографии керна и другие графические материалы, за исключением особо оговариваемых случаев, заимствованы из сайта <http://www-odp.tamu.edu/publications> со ссылками, рекомендованными на сайте для каждого рейса.

Прежде чем приступить к представлению содержания работы, обозначенного в ее названии, необходимо продемонстрировать принципы ее внутреннего построения и содержания. Во многом автору хотелось выстроить эту работу в соответствии с электронным изданием «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов по материалам международных программ глубоководного бурения. 2018». И упомянутая, и представляемая работы выполнены путем системного анализа материалов бурения в океане и преследуют одну цель – ознакомить и заинтересовать пользователя фактическим материалом, полученным в процессе бурения и описания керна скважин, осуществлявшихся международным геологическим сообществом в Мировом океане. Особое внимание при переводе оригинальных текстов уделялось вопросам литостратиграфии, литологии, петрографии, петро- и геохимии, изотопной геологии, палеонтологии и тектоники. Другой особенностью представляемой работы является системное описание разреза скважин, которые в этой работе сгруппированы по типовым структурам океана. В такие группы объединены скважины, пробуренные в рейсах, далеко расположенных друг от друга, но объединенных общностью формирования в пределах конкретного типа структуры.

Работа состоит из трех разделов, каждый из которых представляет собой тематическую выборку из базовых материалов, которыми являются описания керна скважин глубоководного бурения. Первый раздел с условным названием «Скважины и структуры» содержит материалы по описанию скважин, распределенных или сгруппированных по отдельным типовым структурам. Такое изложение материала дает отчетливое понимание последовательности событий и в целом истории развития этого типа структуры. Следующий раздел с условным названием «Время и структуры» содержит выборку по определенным временным интервалам, собранным также по конкретным структурам. Содержание этого раздела в наибольшей степени отвечает названию работы. Материалы этого подраздела представляют возможность сопоставить – оценить на определенном временном интервале состав и строение разреза и представить на этом основании палеофациальные условия формирования отдельных фрагментов разреза и в целом эволюцию этих условий. Дополнительная, но принципиально значимая информация содержится в заключительном разделе «Вулканизм и структуры» здесь системно размещены сведения о характере вулканизма по месту и времени с использованием, в том числе, и изотопно геологических данных. Суммарное итоговое содержание этих разделов представляет собственно историю развития океана. В качестве дополнительной информации в приложении представлен список рейсов и скважин, также разнесенных по типовым структурам. Как уже отмечалось, эти материалы – системная выборка сведений по литологии, петрографии, палеонтологии, петро- и геохимии, геофизике, расположенных в определенной последовательности, заданной построением оригинального текста в англоязычном его оригинале. Каждый из разделов, содержащих оригинальные фактографические данные, завершается итоговым обсуждением результатов бурения. Для выявления статистически устойчивых признаков времени и режима становления типовых структур океанов – в нашем случае Тихого океана – иногда в сравнении с Атлантическим и Индийским океанами, в заключении работы приводится текст, представляющий основные моменты истории геологического развития океана.

Инициатор и составитель электронного издания, переводчик оригинальных текстов описания керна по материалам глубоководного бурения – Блюман Б. А. (ВСЕГЕИ). Первоначальное редактирование текста работы проведено автором совместно женой и коллегой, Блюман Ингой Федоровной. Представляемая работа по Тихому океану основана на материалах 57 рейсов и 278 скважин.

В заключение автор считает своим долгом упомянуть ныне покойного многолетнего собеседника, активного слушателя и не редко оппонента доктора геолого-минералогических наук Виктора Людвиговича

Масайтиса, с которым мы провели многие часы конструктивных бесед и крайне важных дискуссий.

Доктор геолого-минералогических наук. профессор Олег Иванович Супруненко, неоднократно в прошлом и сейчас выступал в роли взыскательного рецензента ряда авторских работ, несомненно способствовавших их совершенствованию и завершению.

Непременным участником этой и ранее завершенных работ является ведущий специалист отдела петрологии Александр Тихонович Маслов, осуществивший компьютерное макетирование и верстку этой работы.

1. Скважины по структурам.

В представляемом разделе материалы по конкретным скважинам сосредоточены вернее рассредоточены по главным типовым структурам Тихого океана, равно так же, как материалы бурения были рассредоточены в электронном издании «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов2018» Как будет показано в заключительном разделе системный подход позволил выявить ряд базовых особенностей присущих всем океанам и каждому по отдельности. Фактический материал по Тихому океану – в разделе «Скважины глубоководного бурения» представлен в трех подразделениях: 1. скважины и структуры, 2. время и структуры, 3. вулканизм и структуры. Каждый из этих подразделений содержит системное описание керна, представляющего материал, так или иначе ориентированный на историко-геологическое осмысление материалов, полученных в процессе бурения типовых структур.

Здесь и во всех последующих текстах после названия рейса следует рекомендованная авторами оригинального текста библиографическая ссылка на материалы бурения этого конкретного рейса. Здесь и в дальнейшем тексты по структурам сформированы по двум форматам: вначале приводятся **результаты бурения** – описание скважин по структурам и рейсам, а в заключение – **обобщение по результатам бурения.**

1.1. Абиссали

1.1.1 Результаты бурения

Рейс 32. Северо-западная часть Тихого океана, 1973 Larson, R. L., Moberly, R., et al., 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, Volume 32, Washington (U. S. Government Printing Office)

//doi:10. 2973/dsdp. proc. 32. 1975.

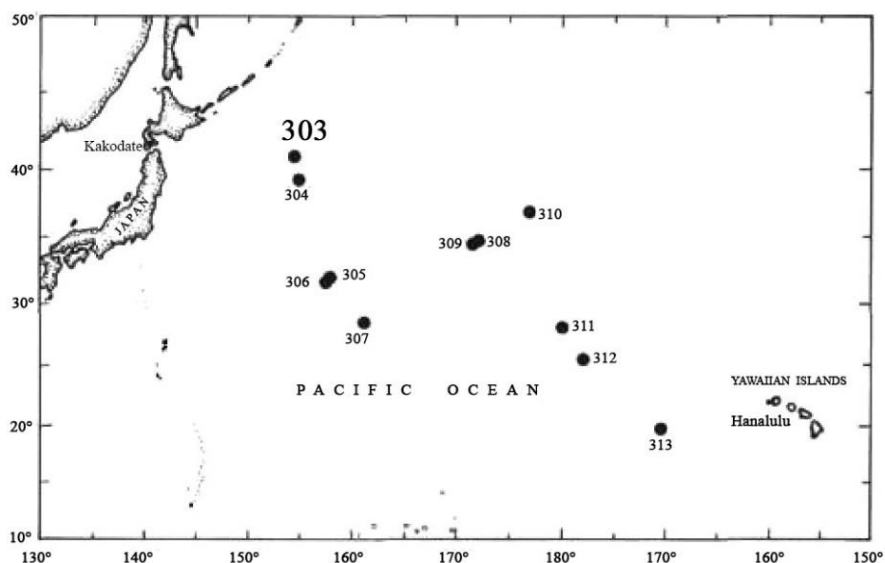


Рис. 1. 1. Схема размещения скважин рейса 32.

Скв. 303. Японская зона линейных магнитных аномалий (к востоку от о-ва Хоккайдо). Глубина – 5609 м, проходка – 293 м.

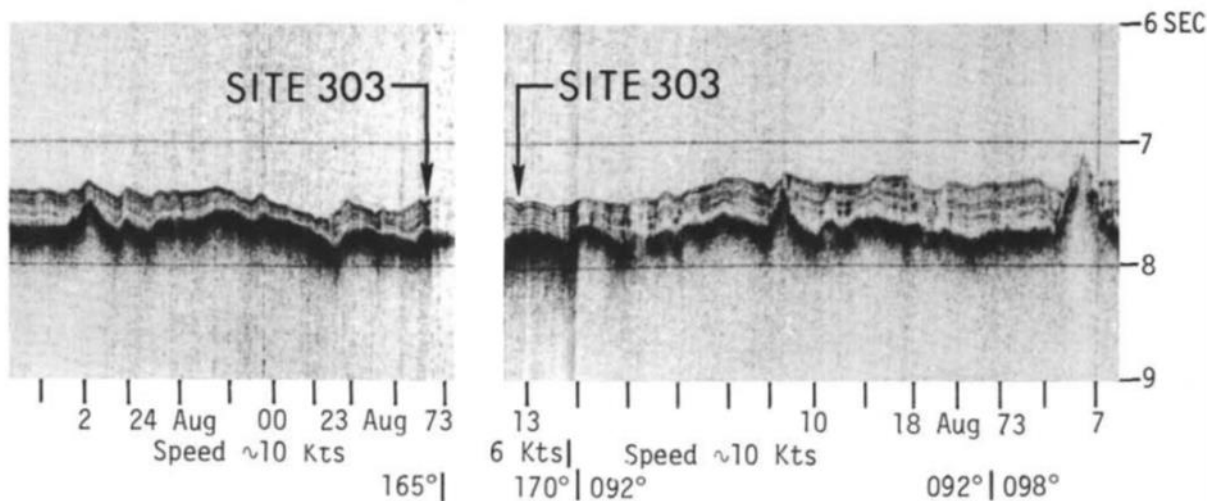


Рис. 1. 2. Сейсмический профиль района заложения скв. 303.

Древнейшие осадочные породы: глинистые илы, чередующиеся с кремнями: нижний мел (баррем-готерив).

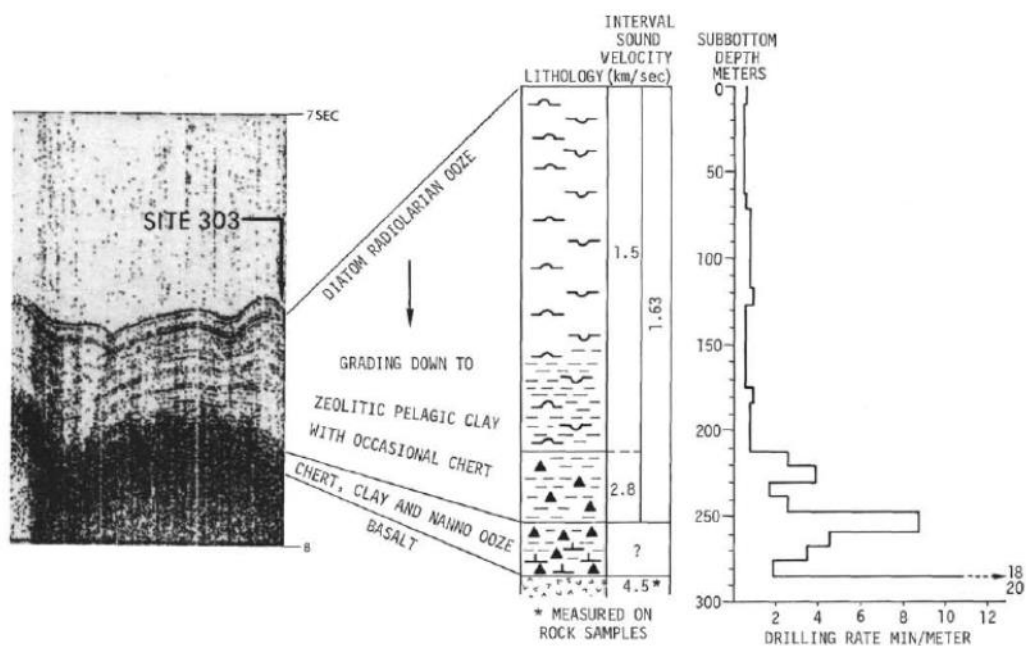


Рис. 1. 3. Корреляция сейсмического профиля с разрезом по скважине 303.

Основание: базальт.

Пачка 1 – керны 1-4 – (интервал 0-183 м) – поздний плейстоцен - поздний миоцен – диатомово-радиоляриевые илы, обычно обогащенные вулканическим пеплом, и илы сменяются вниз по разрезу радиоляриевой пелагической глиной. Вулканические компоненты: светло окрашенное стекло и фрагменты полевого шпата. Угловатые зерна кварца предполагают привнос терригенного материала.

Пачка 2 – керны 5 и 1а-5а – (интервал 211-220 м) – сеноман- поздний альб – (интервал 220-266 м) – поздний альб-баррем-готерив – цеолитовые пелагические глины с небольшими угловатыми обломками кремней и аморфные гидроокислы железа; прослой кремней с частично окремненными осадками.

Пачка 3 – керны 7а-8а – (интервал 266-284 м) – апт- баррем- готерив – кремни и нанофосильные илы с цеолитами, обрывками стекла цеолитов, обломков кремней и аморфными гидроокислами железа. В основании разреза мягкие известковистые осадки, залегающие выше базальтов. Контакт не вскрыт.

Базальт – керны 9а-10а – (интервал 284. 75-293.0 м) – экструзивный, интенсивно трещиноват, трещины заполнены кальцитом и зеленым (часто красным) глинистым материалом (селадонит, монтмориллонит). Отмечено,

что степень выветривания базальта неодинакова в сечении. Наиболее глубокие в керне базальты присутствуют совместно с 4 см округлыми кусками известняка.

Скв. 304. Японская зона линейных магнитных аномалий (к юго-востоку от о-ва Хоккайдо). Глубина – 5640 м, проходка – 347 м.

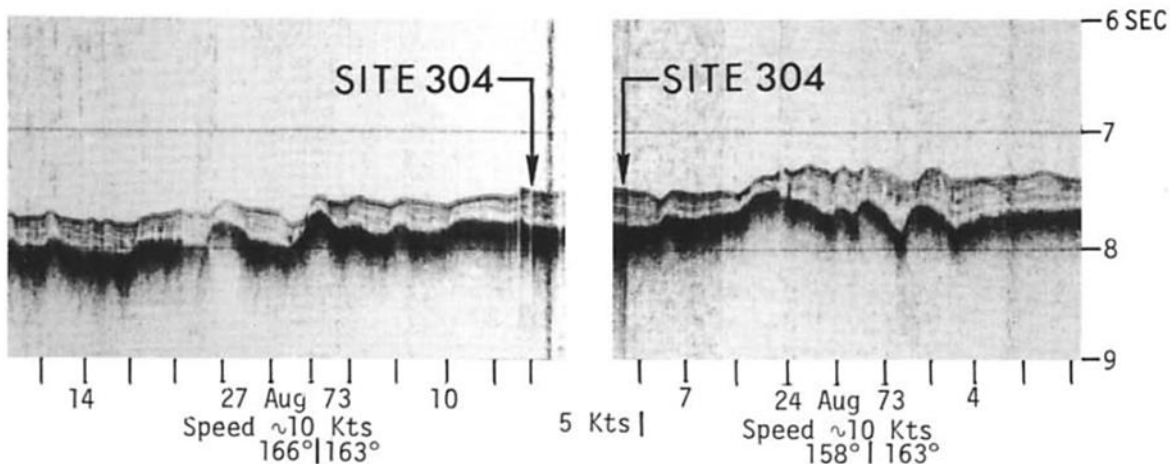


Рис. 1. 4. Сейсмический профиль района заложения скв. 304.

Древнейшие осадочные породы: илы, чередующиеся с кремнями – нижний мел.

Основание: базальт.

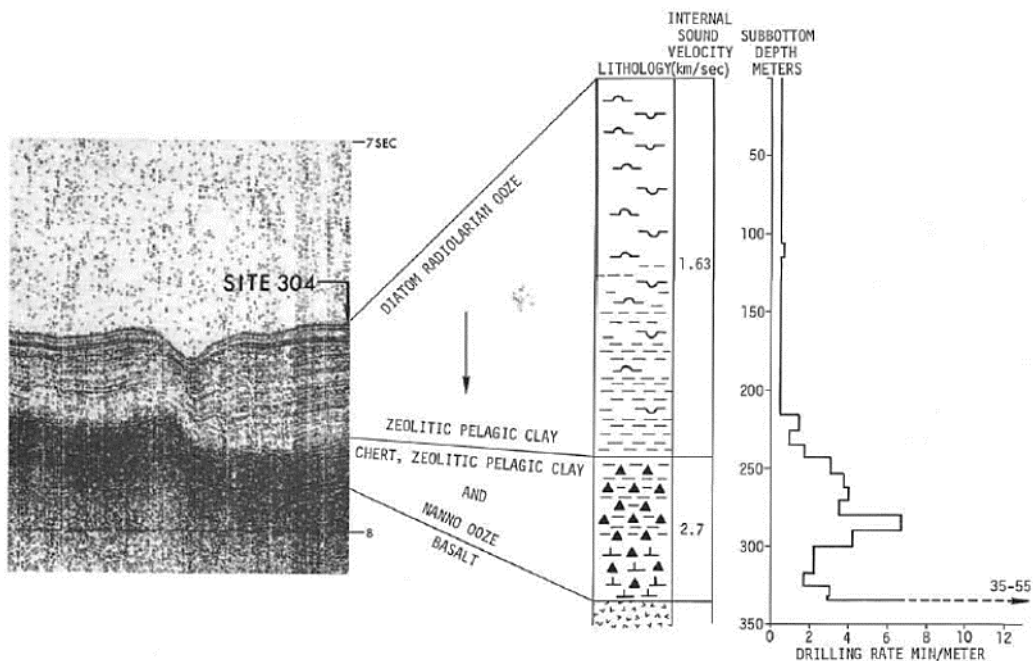


Рис. 1. 5. Корреляция сейсмического профиля с разрезом по скв. 304.

Пачка 1 – керн-1 – (интервал 105,5-115,0)

Пачка 2 – керн-2-11 – (интервал 216-225 м) – поздний миоцен

(интервал 235-244 м) – поздний альб

(интервал 244-253 м) – альб

(интервал 253-262 м) – апт- баррем

(интервал 262,2-271,5 м) – апт-баррем

(интервал 271,5-281 м) – апт-баррем

(интервал 281-290 м) – баррем-готерив-валанжин

(интервал 290-299,5 м) – баррем-готерив-валанжин – коричневые пелагические глины с тонкими прослоями светло-оранжевого вулканического стекла, цеолитовые глины вулканического происхождения; обломки кремней в коричневых пелагических глинах с остатками рыб.

Пачка 3 – керн – 12-14 – (интервал 318-327 м) – ранний мел ;

(интервал 327-331 м) – готерив-валанжин;

(интервал 331-334 м) – баррем-готерив – нанофосильные илы и кремни.

Базальты – керн – 15-17 – (интервал 334-347 м) – трещиноваты, как в скв. 303 (несколько сантиметров).

Трещины заполнены кальцитом, селадонитом, монтмориллонитом. В одной из трещин (2 см), наряду с кальцитом, обнаружены пиритизированные шарики фекалий (Favevina). Миндалины в базальтах заполнены кальцитом, селадонитом, монтмориллонитом. Отмечено, что базальт скв. 304 более изменен по сравнению с базальтом скв. 303. Типичный минерал изменений оливково-коричневый монтмориллонит.

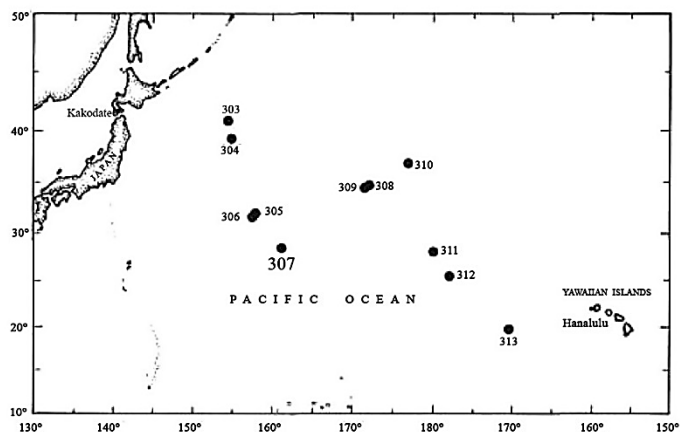


Рис. 1. 6. Схема размещения скв. 307

Скв. 307. Гавайская зона линейных магнитных аномалий. Глубина – 5696 м, проходка – 316,5 м, керн – 19,5 м.

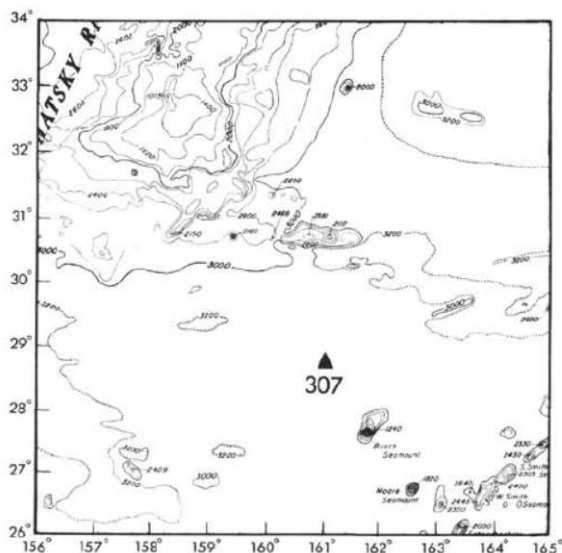


Рис. 1. 7. Схемы расположения скв. 307.

Древнейшие осадочные породы: чередование кремней, известковистых порцелланитов и мела: нижний мел (валанжин-берриас).

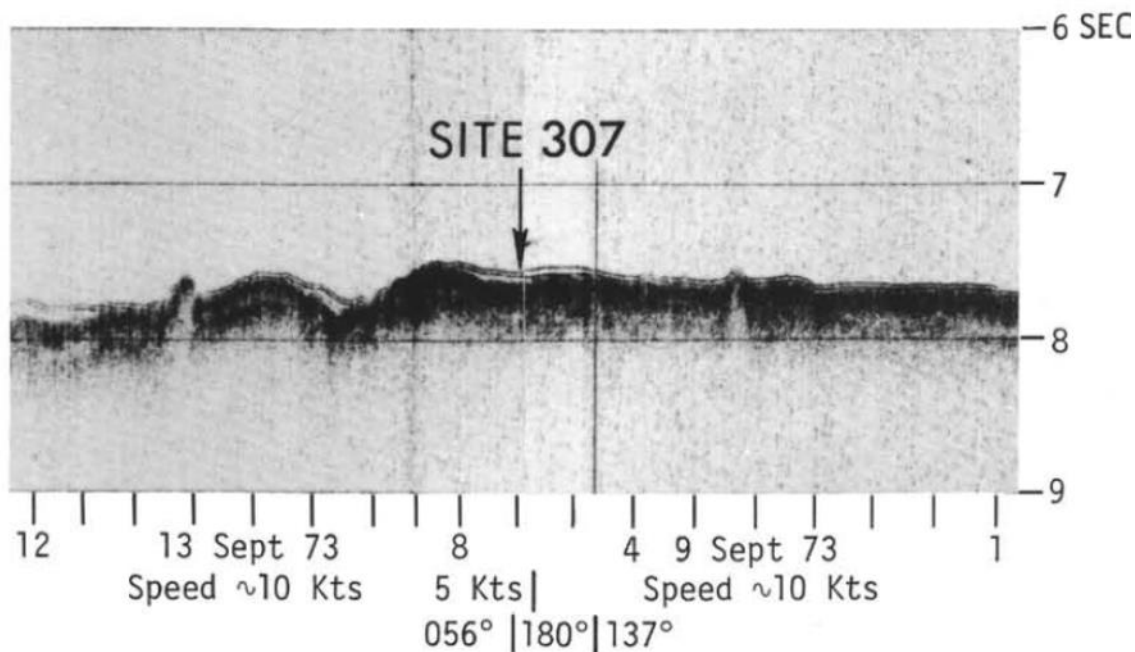


Рис. 1. 8. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 307.

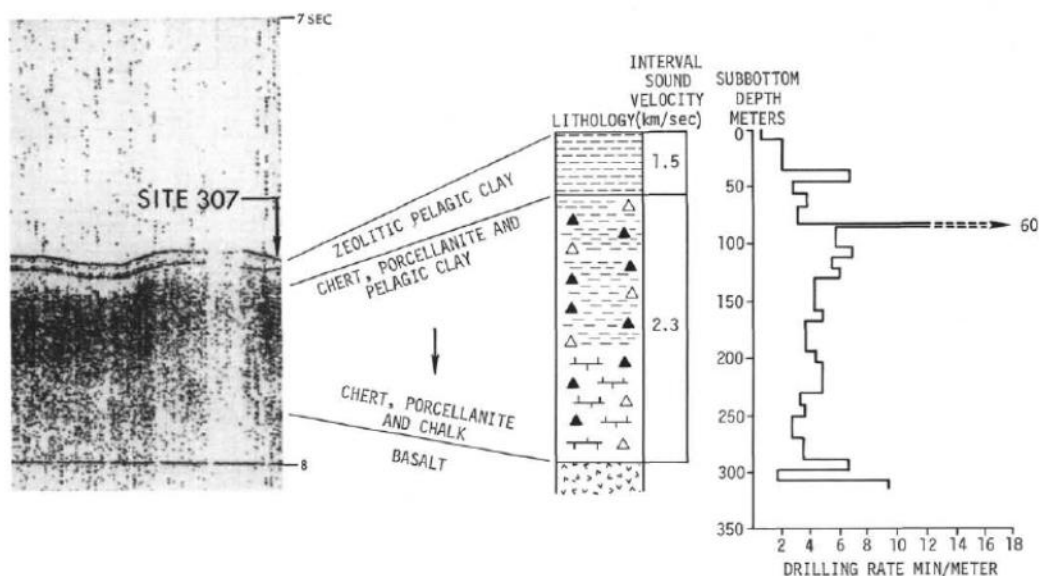


Рис. 1. 9. Корреляция сейсмического профиля с разрезом по скважине 307.

Основание: базальты.

В разрезе выделены следующие пачки:

Пачка 1 (интервал 0-9 м) – керн 1 – плейстоцен – типичные коричневые, с остатками рыб размером до 2 мм и фрагментами радиолярий, цеолитовые пелагические глины;

Пачка 2 (интервал 37,5-130,5 м) керны 2-6 – керн 2 (интервал 37,5-47 м) – ранний сеноман-поздний альб.

Керн 3 (интервал 56,5-65,5 м) – поздний альб

Керн 4 (интервал 84,5-85,5 м) – альб

Керн 5 (интервал 102-112 м) – апт-баррем

Керн 6 (интервал 130 м) – баррем-готерив-валанжин

Пачка 3 (интервал 158-298 м) – керн – 7-12 – кремнистые породы, наномел, известковый порцеланит.

Керн 7 (интервал 158-167 м) – баррем-готерив-валанжин

Керн 8 (интервал 195-204 м) – баррем-готерив-валанжин

Керн 9 (интервал 232-241 м) – валанжин

Керн 10 (интервал 270-279 м) – валанжин-берриас

Первые карбонатные отложения в скважине присутствуют в виде кальцитовых друз, выполняющих жилы в кремнях. Присутствуют также наномел в ассоциации с кремнием и порцеланитом. Ромбы доломита в наномеле – оранжево-розовые. Кремни – коричневые и красно-коричневые. Керны 11-12 в основании пачки- характеризуются красной железистой окраской.

Пачка 4 (интервал 298-316,5 м) – керны 12-13 – измененные очень мелкозернистые базальты, чередующиеся с гиалокластитами. Керн 11-13 (интервал 288,5-307м).

Красно-коричневые кремнистые породы, порцеланит, цеолитовые пелагические глины; в керне 5 – полулитифицированное вулканическое стекло. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также, как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелые, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Цвет базальтов варьирует в зависимости от степени изменения: от темно-серого – в неизмененных базальтах до серовато-красного в глинистых измененных базальтах. Базальты интенсивно трещиноваты, по системе трещин происходило выветривание; по ним же проникал карбонатный матрикс с нанофоссилиями в наиболее измененные базальты. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиоляриям.

Детальная по интервальной датировка кернов в широком интервале возрастов и достаточно дробным делением по радиоляриям кернов, по мнению автора вступает в явное противоречие с очень обобщенной характеристикой литологического состава отложений, вскрытых бурением. При этом практически без комментариев остаются значительные и датированные перерывы в осадконакоплении. Так, в скв. 303 отмечено налегание позднемиоценовых отложений на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего-миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана - позднего альба. Здесь из разреза выпадают и неоген, и палеоцен, и ранний мел. Вопросы возникают оттого, что в тексте, резюмирующих разделы, отсутствуют комментарии по этому важному вопросу, а из довольно лаконичного описания литостратиграфии не становится ясно, как могли быть не замеченными такие невероятно длительные перерывы в осадконакоплении продолжительностью не менее 70 млн. Также важно отметить, что в описании состава надбазальтовых отложений отмечается их насыщенность гидроокислами железа и отмечается (не всегда) характеристика изменений базальтов, хотя используется термин «выветривание». Необходимо также отметить сравнительно широкий временной интервал формирования раннемеловых отложений и отсутствие в меловых отложениях, типичного для океанов, отложений временного интервала конца верхнего мела-маастрихт-кампан.

Рейс 35 Юго-восток Тихого океана. Hollister, C. D., Craddock, C, et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 35, Washington (U. S. Government Printing Office), 930 p.//doi:10.2973/dsdp.proc.35.1976
Publication date: May 2007

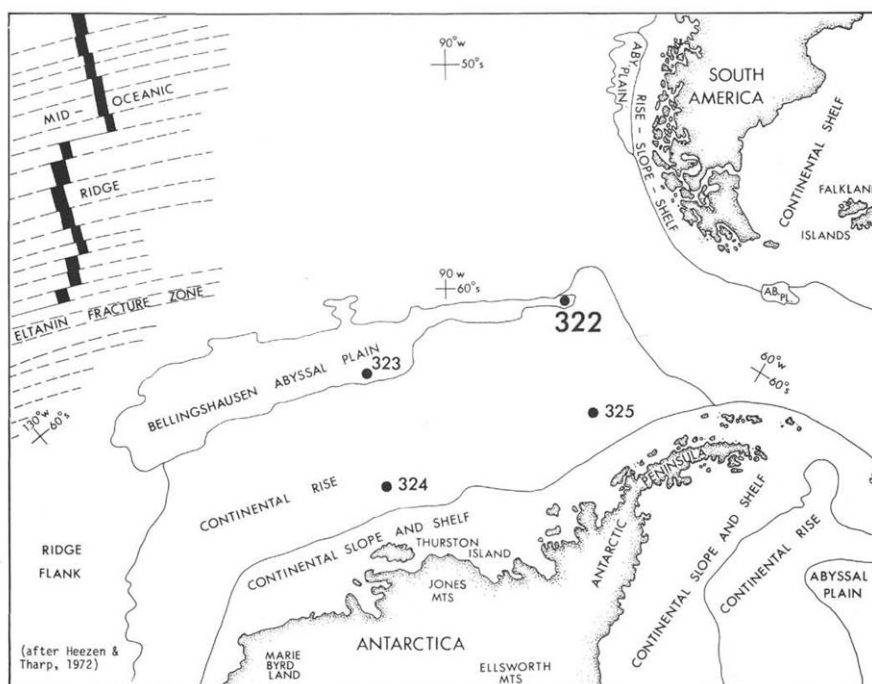


Рис. 1. 10. Размещение скважин рейса 35 в юго-восточной части Тихого океана.

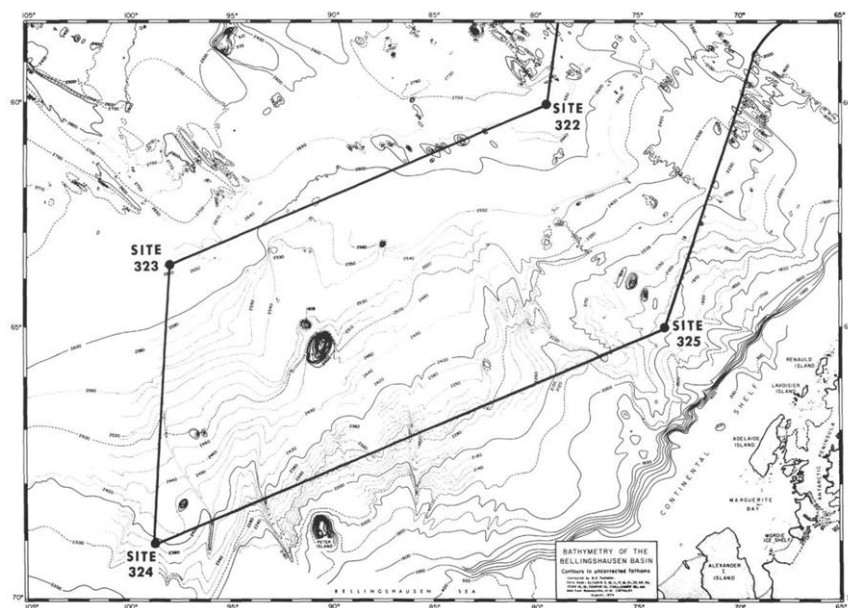


Рис. 1. 11. Батиметрия участка юго-востока Тихого океана.

Скв. 322. Расположена в восточном окончании абиссальной равнины Беллингаузена. Глубина 5026 м. Пробурено 544 м. Осадочное основание – коричневые глины – олигоцен-ранний миоцен.

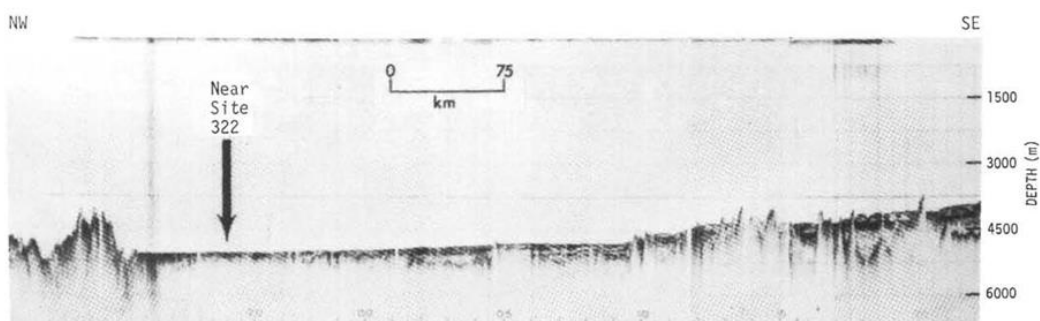


Рис. 1. 12. Сейсмический профиль района заложения скв. 322.

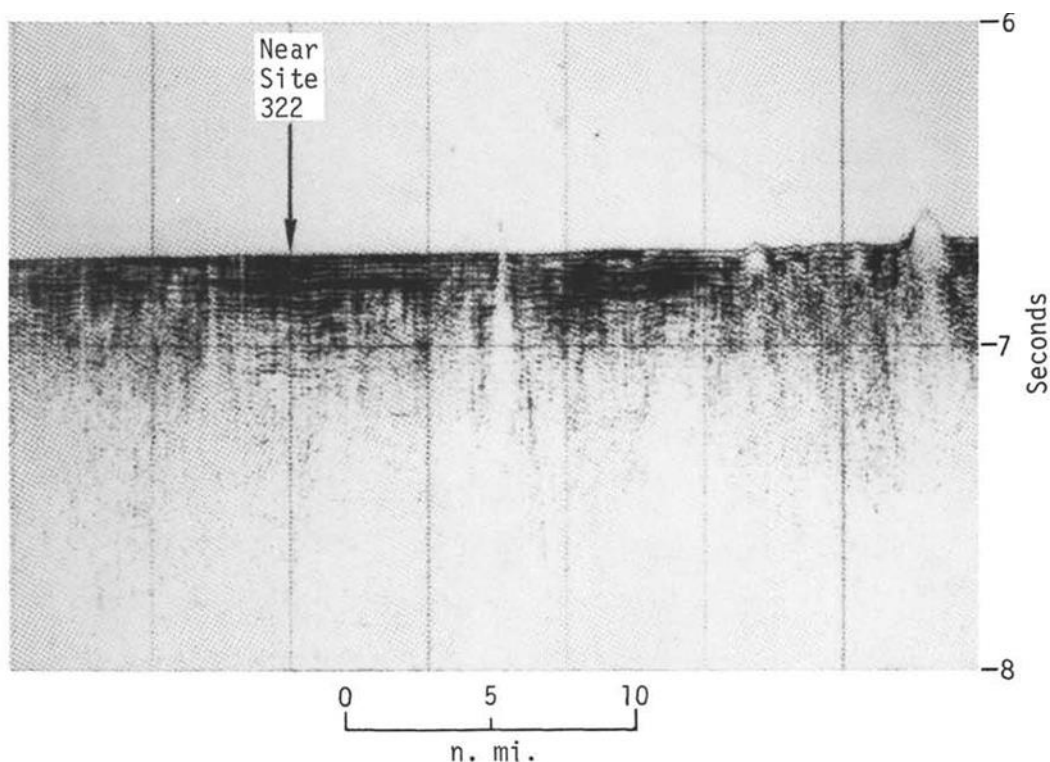


Рис. 1. 13. Увеличенный фрагмент сейсмического профиля района заложения скв. 322.

В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-295 м) – голоцен-поздний миоцен – серый неконсолидированный песок, алевроит, глина и диатомовый ил. Кварцевый песок хорошо отсортирован, полевым шпат и тяжелые минералы (до 10%). Редки кварцевые породы. Зерна угловатые до субокруглых.

Пачка 2 – (интервал 95-466 м) – поздний миоцен - средний миоцен – серый консолидированный аргиллит. Изредка примесь тяжелых минералов достигает до 25%.

Пачка 3 – (интервал 466-509 м) – средний-ранний миоцен – темно-серый песчаник со средним количеством аргиллитов. Нижний контакт с коричневым пелагическим аргиллитом мощностью 54 см. Песчаники обогащены обломками пород, кварцем, полевым шпатом и тяжелыми минералами. Контакт с переслаивающимися аргиллитами четкий и обычно неправильный. Нечеткое проявление градационной слоистости в основании прослоев песчаников. На уровне 490 м присутствуют крупные угловатые обломки похожие на подстилающие аргиллиты.

Пачка 4 – (интервал 509-513 м) – олигоцен? ранний миоцен – коричневый пелагический аргиллит. Тонкая – 4,26 м – базальная пачка аргиллитов. Цеолиты, палагонит, монтмориллонит, иллит и аморфные гидроокислы железа.

Пачка 5 – (интервал 513-542-м) – базальт. Около 30 булыжников базальтов размером 2-5 см вскрыты в интервале 513-542 м. Некоторые булыжники имеют стекловатые каймы 5-10 мм, наряду с которыми в керне присутствуют небольшие фрагменты черного стекла. Коричневые аргиллиты, перекрывающие булыжники, не несут следов контактового воздействия. Базальты миндалекаменные, оливин замещен идингситом, миндалины заполнены минералами глин. Поверхности трещин окаймлены гидроокислами железа. Стекло пронизано палагонитом. Шесть обломков базальтовой брекчии сложены зеленовато-желтым палагонитом и темно - оранжевыми измененными фрагментами вулканитов в черно-коричневом матриксе.

Скв. 323. Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллингаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза – коричневая глина – поздний мел. Вулканическое основание – базальт.

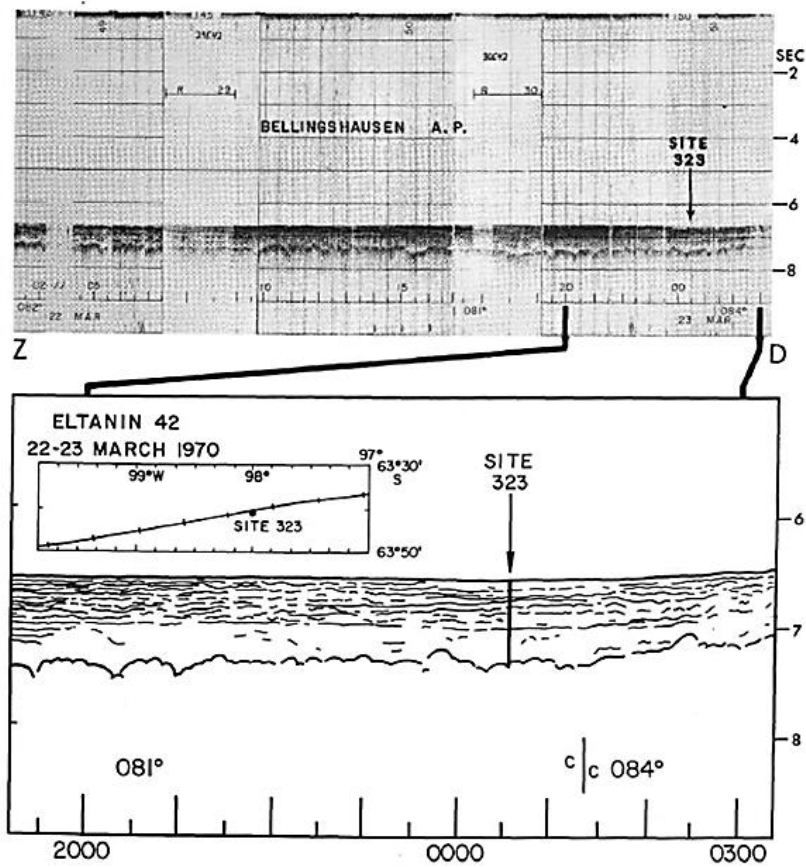


Рис. 1. 14. Сейсмические профили района заложения скв. 323. Обратите внимание на «затупленный» характер акустического

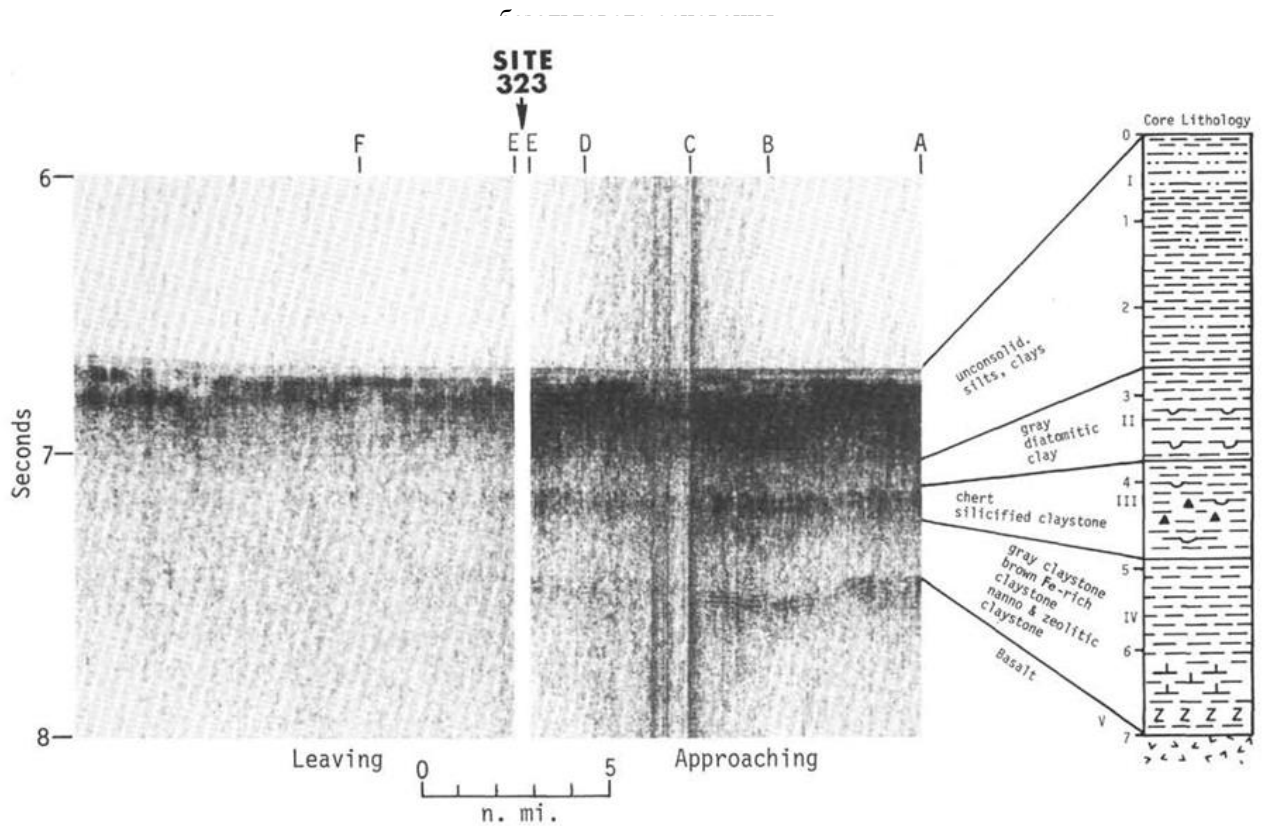


Рис. 1. 15. Сопоставление сейсмического профиля и разреза скв. 323.

В разрезе скважины выделены шесть пачек.

Пачка 1 (интервал 0-266 м) – плиоцен – серые неконсолидированные песчанистые алевриты, диатомовые глины и илы. Границы прослоев резкие, отсутствует градационная слоистость. Детрит-кварц и глинистые минералы, полевошпат и тяжелые минералы до 10%, в единичном случае количество тяжелых минералов достигает 35%.

Пачка 2 (интервал 266-507,5 м) – ранний средний миоцен – серые диатомовые аргиллиты и кремни. Многочисленные диатомеи, радиолярии, спикулы губок. В верхней части пачки 2 необычные фрагменты аргиллитов и хорошо отсортированные грубозернистые пески с субугловатыми фрагментами пород и фрагментами раковин пелеципод, кремни, литифицированные аргиллиты.

Пачка 3 (интервал 507,5-638 м) – ранний миоцен – серые аргиллиты сходные по составу и строению разреза с пачкой 2, но с отсутствием биогенного кремнезема. Обычны кальцит и пирит. Очень тонкая полосчатость, подчеркиваемая чередованием серых и серо-коричневых прослоев с резкими границами.

Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен- поздний палеоцен.

Пачка 4 (интервал 638-665,5 м) – даний- ранний палеоцен – железистые аргиллиты, наноаргиллиты. В отличие от вышележащих пачек пачки 4 и 5 характеризуются преобладающими в разрезе коричневыми пелагическими аргиллитами. Минералы глин, аморфные окислы железа, оксиды марганца, нанофоссилии и цеолиты. Пачка 4 – 28,5 м- железистые пыльно желто-коричневые аргиллиты дания. Слоистость плохо проявлена.

Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела.

Пачка 5 (интервал 665,5-701 м) – маастрихт – коричневые цеолитовые аргиллиты залегают непосредственно выше базальтов. Отсутствуют следы контактового воздействия. Эти аргиллиты сопоставляются с формациями островов Лайн экваториальной части Тихого океана. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

Пачка 6 (интервал 701-731 м) – базальт в керне пронизан жилками кальцита, обрамленных гидроокислами железа и смектитом, которым заполнены и многочисленные миндалины. Увеличение скорости бурения в отдельных интервалах предполагает наличие в базальтах прослоев осадочных пород.

Характерные особенности строения разреза абиссальной впадины Беллинггаузена:

1. Перерыв между ранним миоценом и данием. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен-поздний палеоцен – около 35-40 млн. лет. Ранний палеоцен-даний – железистые аргиллиты, наноаргиллиты.

2. Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые, по мнению авторов описания разреза, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления. Следует отметить, что здесь же авторы описания керна вступают с собой в противоречие - породы пачки с одной стороны – пелагические, а с другой – формировались в мелководных условиях.

3. Базальты- в них как обычно не очень определенно интерпретируются изменения, но важен факт присутствия в выше базальтовых отложениях маастрихта бентических фораминифер и в тексте достаточно отчетливо считаются заметные окислительные изменения базальтов, обычно трактуемые как выветривание.

Рейс 61. Марианская котловина, бассейн Науру, 1978. Larson, R. L., Schlanger, S. O., et al., 1981. Init. Repts. DSDP, 61: Washington (U. S. Govt. Printing Office). //doi:10. 2973/dsdp. proc. 61. 1981.

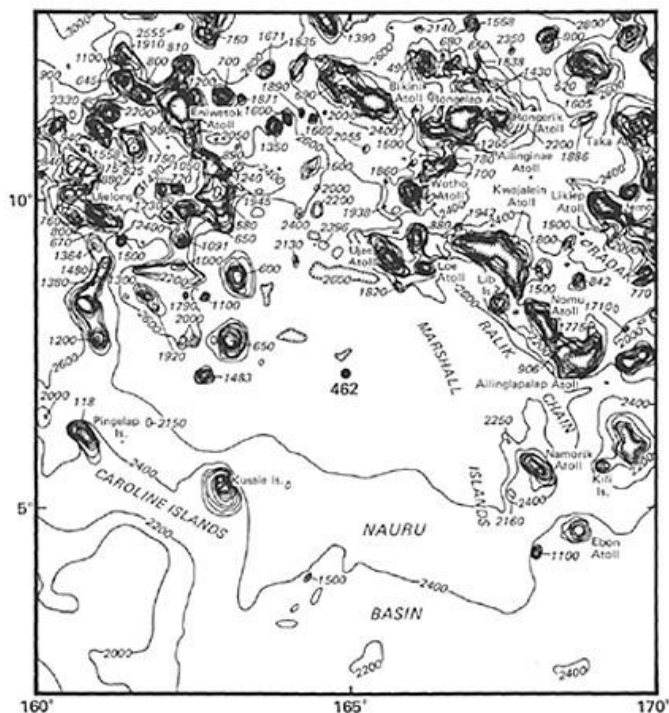


Рис. 1. 16. Батиметрическая карта и расположение скважин 462 и 462 А.

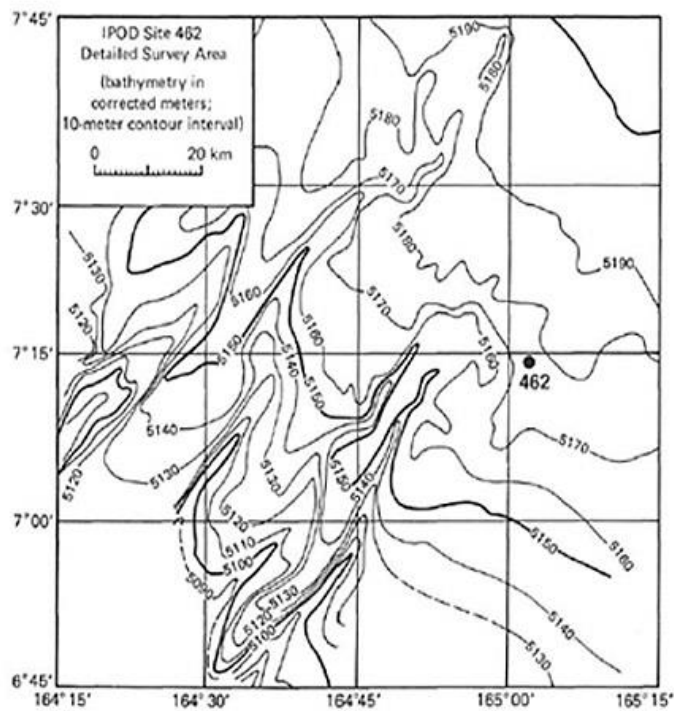


Рис. 1. 17. Батиметрическая карта района заложения скв. 462.

Скв. 462. Бассейн Науру, северная часть. Глубина – 5181 м; проходка – 616,5 м; 462А. Глубина – 5177 м; проходка – 629 м.

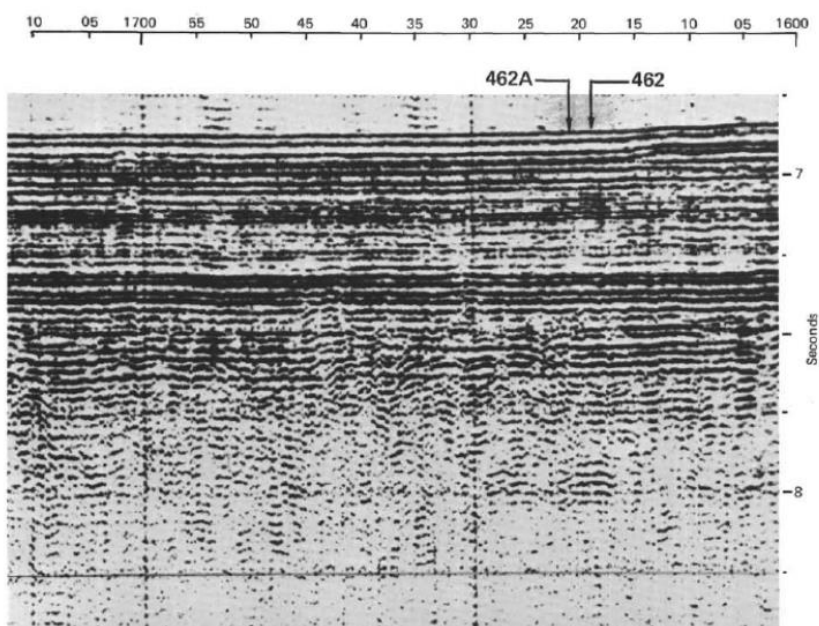


Рис. 1. 18. Сейсмический профиль района заложения скв. 462.

Древнейшие породы: базальтовые лавы, прослой красно-коричневого аргиллита с радиоляриями, фораминиферами и остатками рыб – нижний мел (баррем).

Пачка 1 (интервал 0-297 м) – поздний эоцен или моложе – известковые и радиоляриевые илы и мел, преимущественно турбидитового происхождения, содержит переотложенные элементы палеоцена и мела.

Пачка 2 (интервал 297-447 м) – эоцен-маастрихт – кремнистые породы, мел и известняки.

Пачка 3 (интервал 447-559 м) – поздний кампан - ранний маастрихт и сеноман – вулканогенные и цеолитовые песчаники, аргиллиты и известняки – наиболее низкие по разрезу расположены внутри силлов и потоков. Пачка 3 отличается от пачки 2 исчезновением кремней и появлением вулканокластического материала.

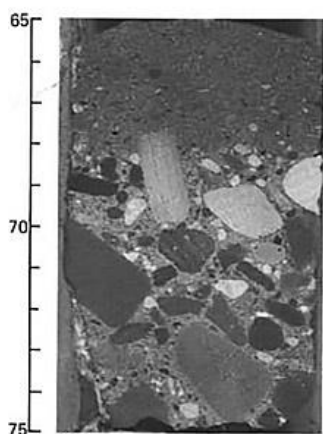


Рис. 1. 19. Внутриформационная брекчия гиалокластиков и известняков с некоторым количеством обломков базальтов.

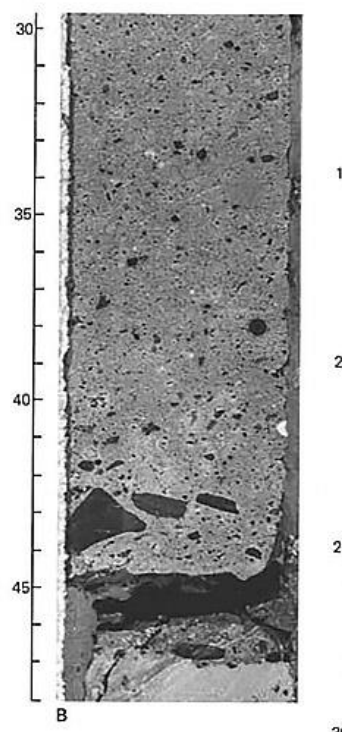


Рис 1. 20. Конгломерат в основании градиционного слоя возраст поздний кампан.

Другие компоненты этих пород: тяжелые минералы, радиолярии, спикулы губок, остатки рыб и глинистые составляющие тонкой фракции, а также раковины моллюсков, крупные фораминиферы, мелкие фрагменты эхиноидей и бриозоа. Цеолитовые красно-коричневые аргиллиты, расположенные в основании разреза пачки 3, представляют продукты изменения мелкозернистого вулканического материала.

Пачка 4 – базальты и диабазы с прослоями осадков.

Первым стратиграфическим элементом этой пачки является серо-черный до черного восковидный аргиллит с реликтами гиалокластической структуры, содержащий цеолиты и фрагменты темного материала, обогащенного железом и марганцем. По химическому составу эта порода близка к силлу. Второй и более мощный осадочный интервал сложен зелено-черным аргиллитом, варьирующим до гиалокластического аргиллита. Компоненты частиц – измененное вулканическое стекло, расположенное в глинистом матриксе – возможный результат девитрификации изверженного предшественника. Все эти образования являются развитыми вторичными продуктами нижнемелового потока, вскрытого скважиной 462А.

Скв. 462А. Глубина 5187 м. Проходка – 1068,5м. Осадочное основание – коричнево-красные глины, вулканокластические песчаники и аргиллиты – баррем. Верхние 617 м скважины повторяют разрез скв. 462. От 617 вниз до глубины 1068,5 м бурением вскрыт изверженный комплекс одиночных и многократных силлов и экструзий с несколькими датированными горизонтами. Наиболее глубокий из них – 994 м – содержит батиальную фауну радиолярий, обломки рыб и агглютированные фораминиферы.

Пачка 1 – (интервал 78,5-259 м) – известковистые и радиоляриевые илы и мел очень палево-оранжевой с интервалами 1-6 см темно-желто-коричневого нанофоссильного радиоляриевого ила.

Пачка 2 – (интервал 363,5-441 м) – кремни, мел, известняки. Преобладает фораминифер-нанофосильный мел – палево-оранжевый до белого.

Пачка 3 – (интервал около 450 м до изверженных пород пачки.

Вверху – розовато-белые, палево-коричневые известняки, местами глины с нанофоссилиями и доломиты; местами палево-коричневые кремни. С этими осадками переслаиваются, в том числе, и косослоистые вулканокластические песчаники с обломочным карбонатом. В дальнейшем выше по разрезу преобладают пестро окрашенные аргиллиты, которые в основании разреза становятся коричнево-черными и коричневыми. В одном из кернов прямо на базальте залегает кусок черного кремня. На некоторых уровнях появляются галечные конгломераты. В основании осадочного разреза пестроцветные аргиллиты сменяются коричнево черными аргиллитами. Галечные конгломераты присутствуют на различных уровнях. Обломки угловатые от 5 до 8 мм с редкими гальками базальтов. Один прослой содержит радиолярии баррема, обломки рыб и агглютированные фораминиферы.

Второй важной особенностью этих отложений является присутствие многочисленных растительных остатков (апт – альб), содержащих до 0.25% органического углерода.

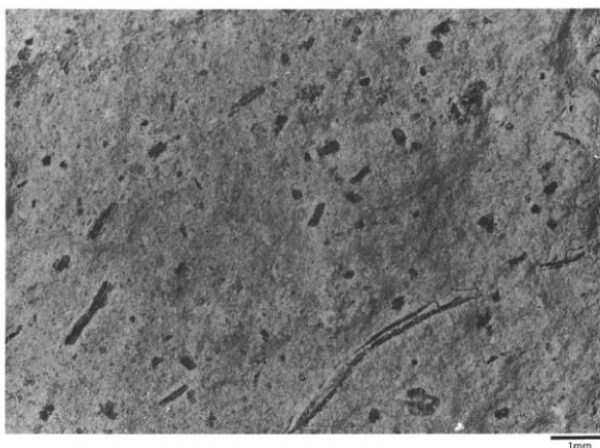


Рис. 1. 21. Темно-серый аргиллит верхнего апта с многочисленными обугленными остатками растений.

Во всех породах скв. 462 характерны в средней степени или сильные изменения и прожилкование. Жилы мономинеральны или содержат зеленый, или коричневый смектит вместе с гидроксидами железа и марганца.

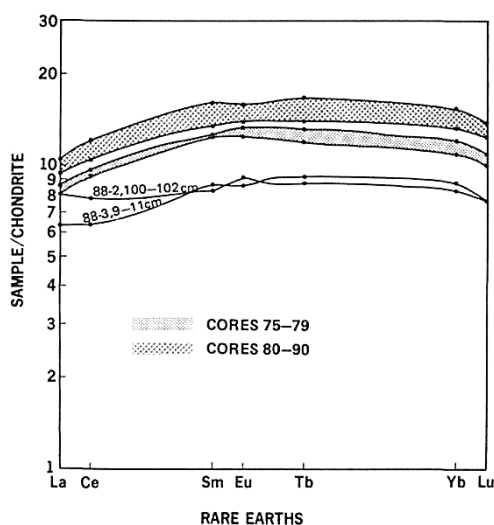


Рис. 1. 22. РЗЭ в базальтах нижней части разреза скв. 462А. Эти базальты разделены на три группы: нижние базальты (керны 80-90), верхние базальты (керны – 75-79) и два измененных базальта с низким общим содержанием РЗЭ, но высоким отношением LREE/HREE. Считается, что нижние базальты более дифференцированы чем верхние.

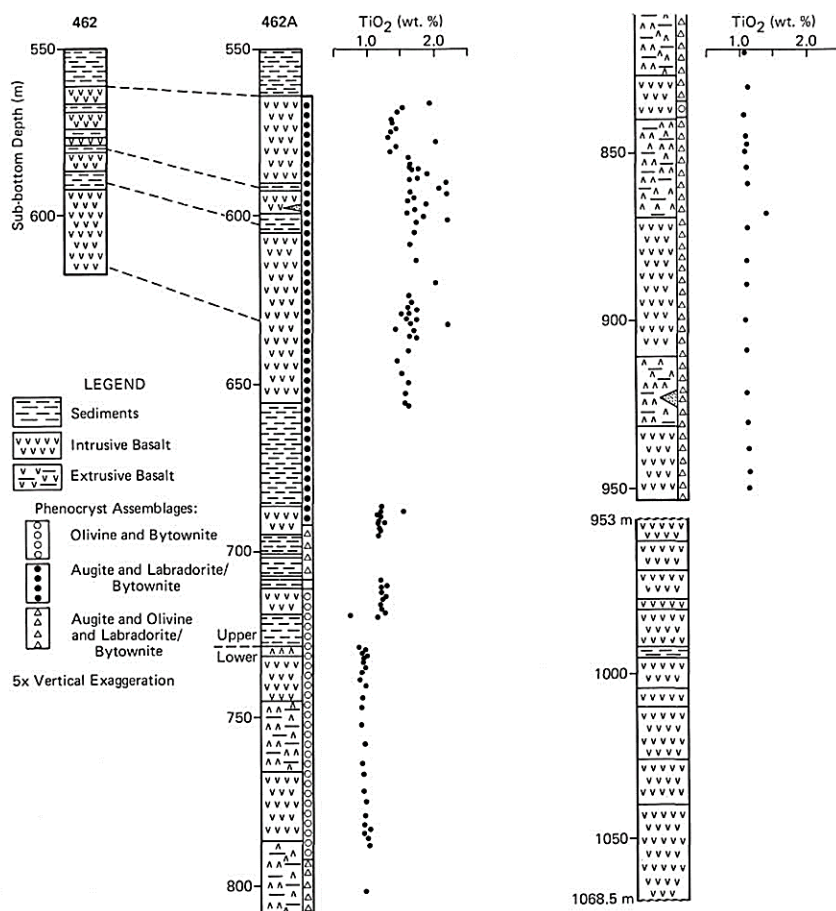


Рис. 1. 23. Строение базальтового основания в разрезе скв. 462 и 462А. Условные обозначения сверху вниз: осадки, интрузивные базальты, экструзивные базальты; ассоциации фенокрист: оливин и битовнит, авгит и лабрадорит - битовнит, авгит и оливин, и лабрадорит - битовнит.

Поздний кампан – ранний маастрихт и сеноман отличается от вышележащих отложений – эоцен-маастрихт – кремнистые породы, мел и известняки – исчезновением кремней и появлением вулканокластического материала. Граница с пачкой 4 – осадочно-базальтовый контакт. Верхняя часть пачки сложена светло-оливково-серым до палево-желтого нанофоссильным мелом и известняком в ассоциации с нанофоссильным мелом и аргиллитом. С этими породами переслаиваются вулканокластические породы: параллельно – и косослоистые галечные конгломераты с обломками аргиллита размером до 2 см. Характерны оползневые структуры. В основании вулканокластических прослоев присутствуют вулканические брекчии с измененными мафическими обломками, остатками рыб. С вулканокластическими прослоями ассоциируют различные мелководные скелетные организмы, крупные бентические фораминиферы, обломки раковин моллюсков, сегменты эхиноидов и редкие бриоза со свидетельствами переотложения. Эти мелководные окаменелости – возраста поздний кампан – маастрихт – показывают, что банки в фотической зоне существовали в позднем мелу, возможно, в районе Маршалловых островов. Обогащенные матриксом вулканические брекчии, возможно, формировались отложением подвижных пластических масс типа обломочных потоков и существование поблизости проявлений вулканизма.

Базальная часть вулканокластического разреза представлена вулканической брекчией, содержащей измененные мафические обломки, окруженные (запечатанные) голубовато-серой глиной.

Комплекс базальтов бассейна Науру по данным бурения представлен двумя пачками. Верхняя пачка представлена базальтами и силлами, чередующимися с вулканокластическими осадками. Силлы имеют мощность от одного до 50 метров и все базальтового состава. Они внедрены в осадки с возрастом от сеномана до готерив-баррема. Нижняя пачка представлена базальтовыми потоками различной мощности и отделена от верхней пачки 10 м осадков готерив-баррема. Не обнаружено убедительных признаков присутствия пиллоу лав в пробуренном изверженном комплексе.

Мелководные крупные фораминиферы и другие ассоциированные виды, адаптированные к рифовым условиям, были вскрыты в скв. 462, пробуренной на глубине 5181 м в бассейне Науру южнее Маршалловых островов. Мелководный материал, по мнению авторов описания разреза, главным образом, переработанный по следующим причинам: 1 – по ассоциации с вулканокластическими брекчиями и грубозернистыми песками; 2 – присутствием эпизодически внутри турбидитов с обломками пелагических компонентов (планктонные фораминиферы, радиолярии и известковистый нанопланктон).

Более 60 образцов крупных фораминифер были диагностированы. Их возраст меняется от кампана до позднего олигоцена. Только несколько образцов определены как средний мел.

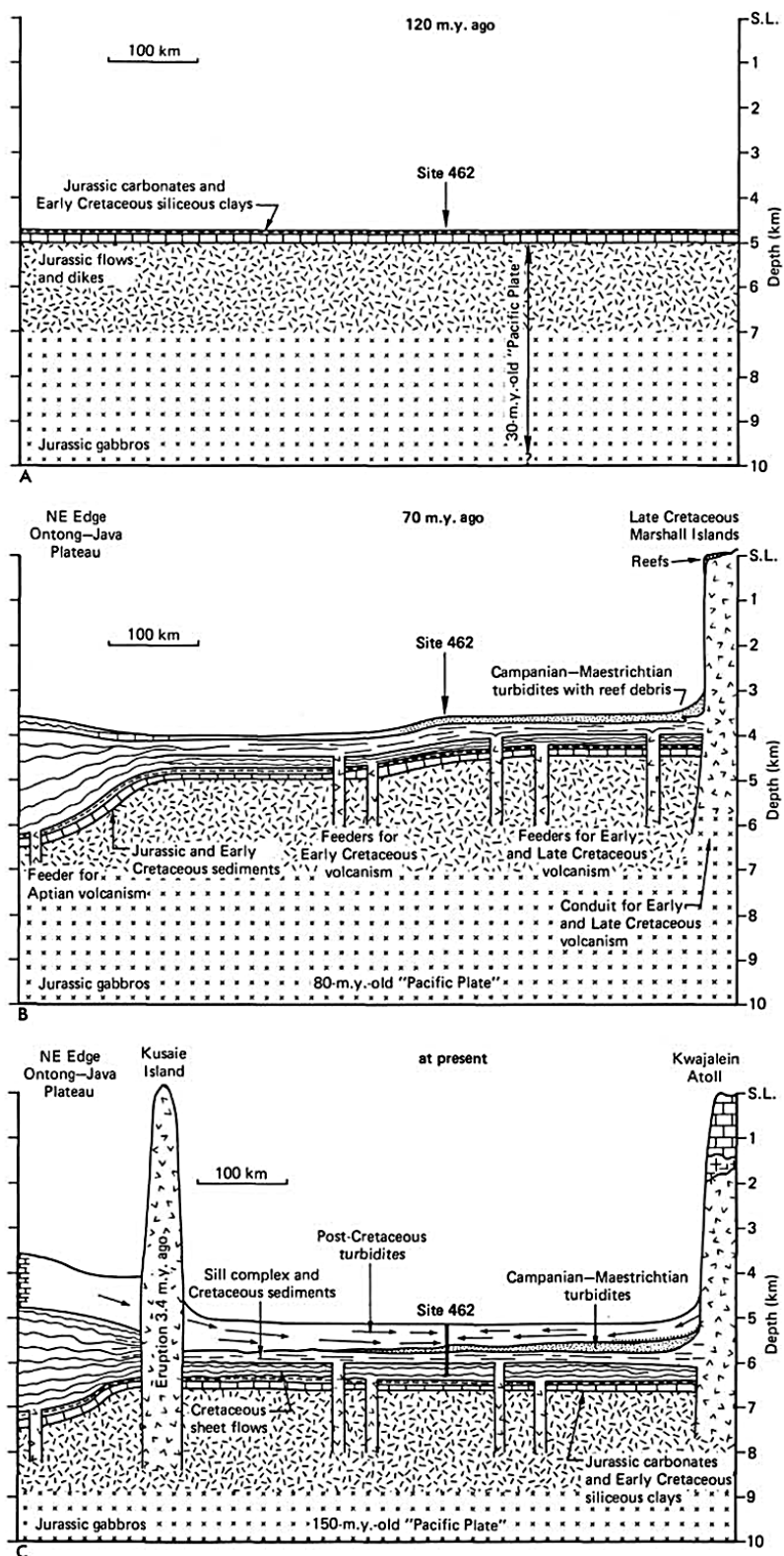


Рис. 1. 24. Эволюция развития бассейна Науру.

В целом же, сведения о бурении в бассейне Науру в условиях абиссальных равнин интересны, но у пользователя возникают многочисленные вопросы к авторам, во многом, возможно, обусловленные давлением на них (на авторов) традиционных геодинамических построений. Это, в частности, в основном касается интерпретации условия становления базальных серий вулканитов и весьма осторожной интерпретаций условий изменения базальтов как верхней, так и особенно нижней серий. Породы нижней серии – лавовые потоки – изменены в интенсивно окислительных условиях, но авторы традиционно интерпретируют эти изменения, как продукт так называемого «подводного выветривания» – продукт взаимодействия излившихся базальтов с морской водой, но при этом сами же авторы неоднократно отмечают, что в базальтах нижней, так же, как и верхней серий, отсутствуют подушечные лавы – т. е. излияния, так же, как и изменения, происходили не в субмаринных, а скорее всего в субаэральных условиях. Если это так, то конечно иной становится интерпретация физико-географических условий в этой части Тихого океана в раннем мелу и далее на продолжения всего верхнего мела, в активных тектонических условиях, о чем свидетельствуют эрозионные перерывы и несогласия. Во многом неопределенность построений авторов может быть объяснена крайней осторожностью применительно к интерпретации и соответственно условиям излияния базальтов. Как далее будет показано на примере других абиссальных впадин центра Тихого океана (например, впадина Пигафетта), другие авторы, менее осторожные в интерпретации этих изменений и по-другому интерпретируют условия проявления вулканизма в основании этих впадин. Принципиально важно также отметить отсутствие в базальтах изверженного основания текстур пиллоу лав, что может свидетельствовать, наряду с другими признаками, об отсутствии признаков, субмаринного формирования потоков лав. Следует также отметить некоторые противоречия в трактовке обломочных пород, обычно определяемых как турбидиты. При этом нередко используется термин обломочные потоки (debris flow), которые в ряде случаев (задуговой бассейн Марианской дуги) интерпретируются, как арельной протяженности шлейф (аргон), формирующийся в арельных масштабах по мере воздымания островодужных построек и разрушения, и формирования удаленных обломочных потоков. Возможно, то же происходит и в бассейне Науру в процессе воздымания хребтов сопредельных Маршалловым островам. И в том, и в другом случаях, это признаки сопряженных в пространстве и времени дифференциальных тектонических движений – нисходящих – бассейн Науру и восходящих Маршалловы острова. Возможно, и те, и другие движения сопряжены с изменением характера и глубинности вулканизма от толеитового - на ранних стадиях до более глубинного щелочно-базальтового – на более поздних стадиях.

Рейс 91. Район желоба Тонга, 1987 Menard, H. W., Natland, J., Jordan, T. H., Orcutt, J. A., et al., 19 Init. Repts, DSDP, 91: Washington (U. S. Govt. Printing Office). //doi:10. 2973/dsdp. proc. 91. 1987.

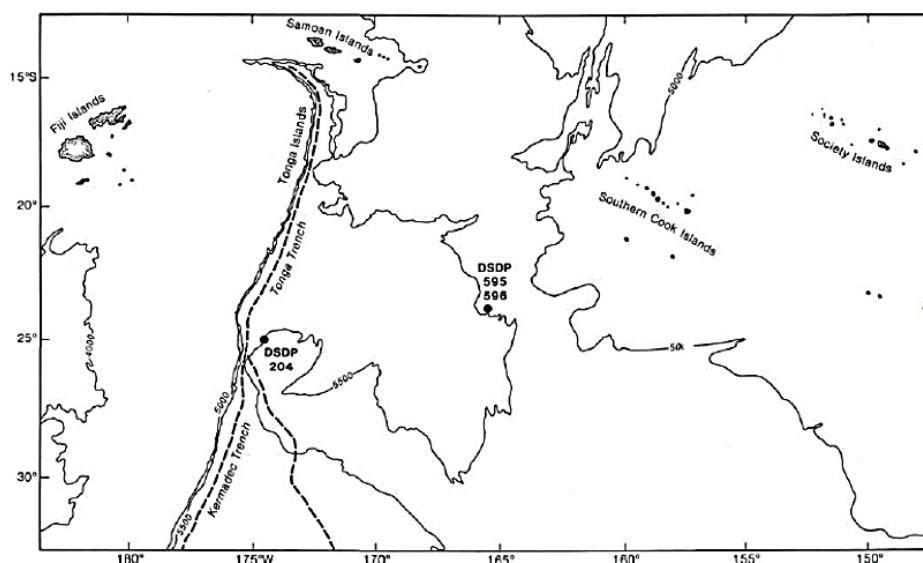


Рис. 1. 25. Схема расположения скважин рейса 91.

Скв. 595А,В. Юго-западная часть Тихого океана, вблизи желоба Тонга. Глубина – 5614 м; проходка – 88,5 м;

Пачка 1 – (интервал 0-36 м) – коричневые пелагические глины с марганцевыми нодулями. Многочисленные ихтиолиты, микрофоссилии отсутствуют.

Пачка 2 – (интервал 36-69,8 м) – порцелланиты, кремни и темно-коричневые цеолитовые и радиоляриевые глины позднего мела и, возможно, до позднемеловых по ихтиолитам. Ниже по разрезу базальты, толеиты и толеитовые ферробазальты, изменения типа гало вокруг жил 3-5 см шириной. Гало содержат гидроокислы железа, кальцит с зеленой глиной.

Скв. 595 В. Глубина – 5625 м; проходка – 57,9 м.

Древнейшие осадочные породы: 595 А. – Mn-содержащие пелагические глины с порцелланитом и кремнем – верхний мел; скв. 595В – нет данных. Основание: базальт.

Тип А. Цеолитовые пелагические глины 31,4 м – темно-красно-коричневые глины с пятнами желто-коричневых глин. Окрашивающий пигмент – красные полупрозрачные оксиды, гидроокислы Fe и Mn. Контакт осадочных пород и базальтов не вскрыт. Состав глин (сходных с типом «В» – цеолиты – 5 %, остатки рыб, глина – 34 %). Радиолярии (меловые) и фораминиферы.

Тип «В» – порцелланиты и кремни, переслаивающиеся с глиной (см. выше).

Базальты разделены на 3 типа (пачки).

Пачка 1 – самая верхняя – серые до коричневых слабо миндалекаменные афировые базальты.

Пачка 2 – ниже по разрезу – темно-серые афировые базальты.

Пачка 3 – темно-серые, афировые, вариолитовые базальты. Они характеризуются пурпурно-коричневой и темно-серой пятнистостью в секущих поверхностях.

Все базальты интенсивно трещиноваты. Трещины разделяют их на полигональные блоки, ширина трещин достигает нескольких см. Все породы демонстрируют полосчатость изменений, подчеркиваемую чередованием более светлой и темной окраски. Полосы параллельны трещинам и жилам и варьируют от нескольких мм до 2 см по ширине. Обычны многочисленные пересекающиеся полосы изменений. Жилы в пачке 1 заполнены гидроокислами железа и карбонатом, а в пачках 2 и 3 – гидроокислами железа, смектитом и карбонатом. Аморфные коричневые и серые глинистые минералы занимают свыше 40 % основной массы пород пачки 1.

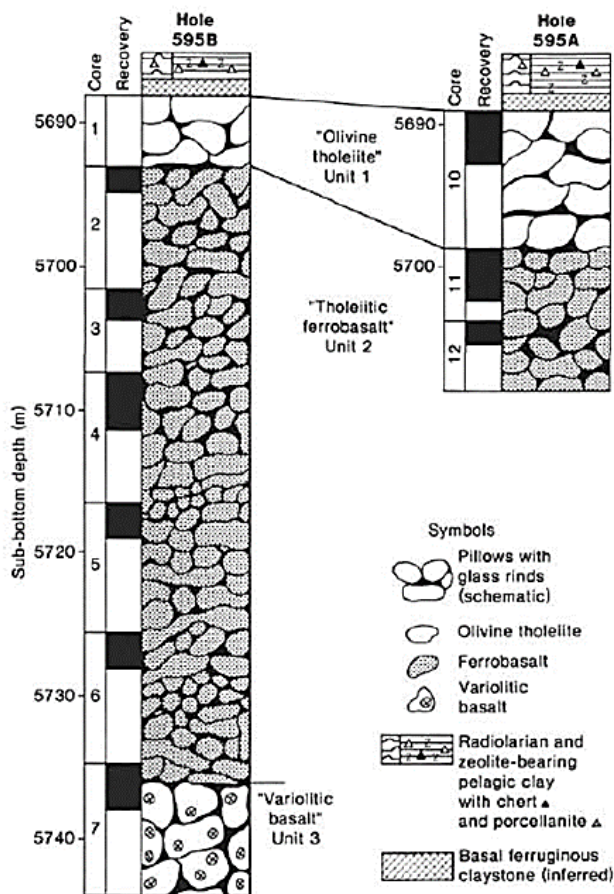


Рис. 1. 26. Литология основания скв. 595а и 595 В. Условные обозначения, сверху вниз: подушечные лавы с стекловатыми краями (схематично); оливиновые толеиты, ферробазальты, вариолитовые базальты, радиоляриевые и цеолитовые пелагические глины, кремни и порцелланиты, базальные железистые аргиллиты.

Скв. 596. Юго-западная часть Тихого океана. Глубина – 5711 м; проходка – 76,1 м.; керн – 39,0 м.

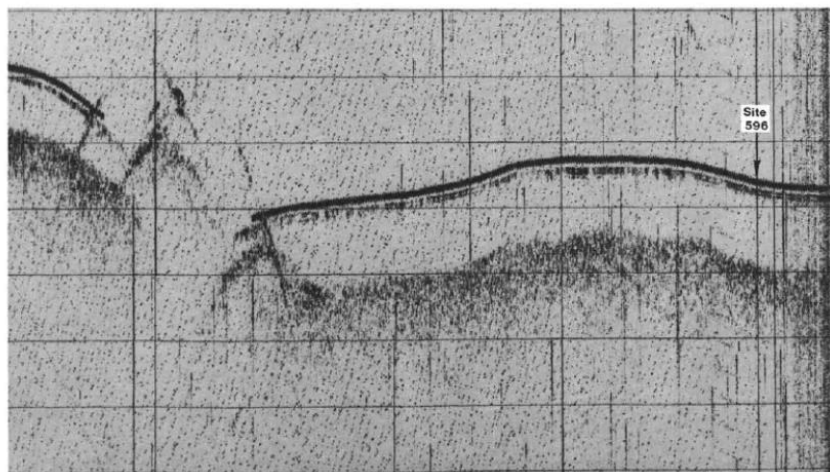


Рис. 1. 27. Сейсмический профиль района заложения скв. 596.

Древнейшие осадочные породы: металлизированные глины – древнее, чем верхний мел. Основание: базальты.

Пачка 3. Металлизированные пелагические глины, в том числе- цеолитсодержащие, тонкие прослои пелагических глин и радиолярий содержащие порцелланиты и кремни (интервал 26,7-68 м) – цвет глин палево-красный, прослои (0,5-10 см), полосы и слои красно-желтых и желто-коричневых глин. Того же цвета

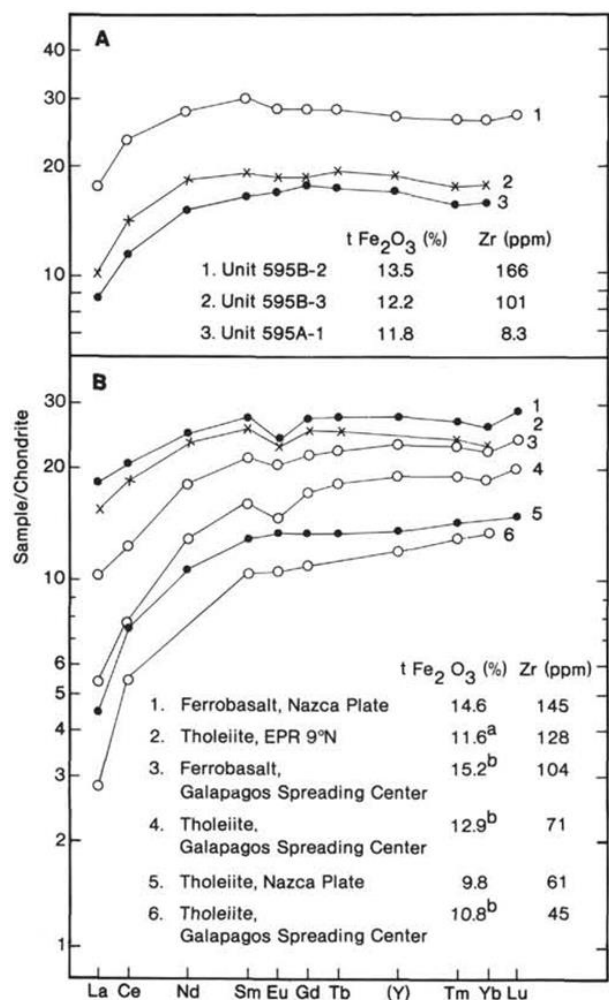


Рис. 1. 28. РЗЭ и петрохимические характеристики базальтов рейса 91 в сопоставлении с базальтами различных частей Тихого океана.

порцелланиты и кремни, содержащие радиолярии. Состав металлизированных глин: глинистая фракция – 95-100 %; минералы глин – 25-55 %; красные полупрозрачные гидроокислы Fe и Mn – 30-62 %; непрозрачные микронодули – 2-10 %; цеолиты – 0-23 %; ихтиолиты – 2-8 %; радиолярии – 0-2 %, фораминиферы – следы.

Пачка 4 – около 68 метров продолжается до фундамента (70,5 м) красновато-черные, металлизированные глины преобладают; имеются тонкие прослои палево-коричневых пелагических глин. В пачке 4 количество красных полупрозрачных оксидов Fe и Mn составляет 60-90 %, заметно превышая это количество в пачке 3. В базальной части пачки видны кальцитовые жилы (2-4 мм) красновато-коричневого цвета, которые могут быть сопоставлены с такими же жилками в базальтах основания.

Базальты были вскрыты только в одной скважине (скв. 596) из трех пробуренных. Образцы представлены грубозернистыми песками, гальками и тремя небольшими валунами базальтов. Породы серые, мелкозернистые, афировые, не миндалекаменные. Крупные обломки трещиноваты и прожилкованы. Трещины и жилки заполнены коричневым гидроокислом железа и черным, марганцевым гидроокислом с небольшой примесью палево-зеленого минерала глин. Жилки

заполнены карбонатом. В породах полосчатость желтовато-коричневых изменений, параллельная трещинкам и прожилкованию, в среднем «закрывающих» всю породу. На микроскопическом уровне видна миндалекаменность, стекло почти нацело замещено минералами глин. Размер сферических миндалин 0,1-0,2 мм; они заполнены гидроксидами железа или карбонатом.

Рейс 129. Древняя кора Тихого океана, 1990. Lancelot, Y., Larson, R., et al. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 129: College Station, TX (Ocean Drilling program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.129.1990.

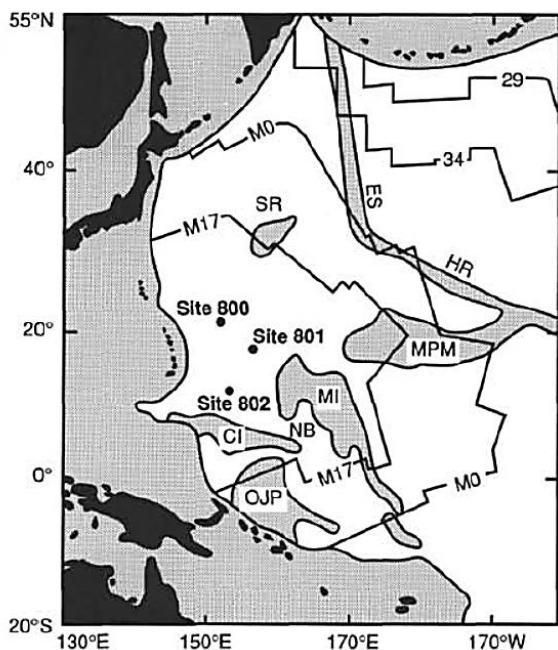


Рис. 1. 29. Карта размещения скважин рейса 129. Внизу: Аббревиатуры: CI – Каролиновы острова, OJP= плато Онтонг-Джава, MI-Маршалловы острова, NB-Бассейн Науру, MPM-горы Мид-Пасифик, SR – Поднятия Шастского, HR - Гавайский хребет, ES-Императорские горы.

Пачка 4 (интервал 229-450 м) – апт – вулканокластиты – турбидиты и обломочные потоки с градационной и косою слоистостью, деформированы, возможно происходили из симаунта Химу, расположенного в 40 милях юго-западнее. Датированы радиометрически возрастом 120 млн. лет. Вулканокластиты представляют обломочные потоки с градационной слоистостью, косою слоистостью. Мощность 221 м. Пачка сложена переслаивающимися аргиллитами, глинами, алевропесчаниками, песчаниками, переотложенными пеплами и туфами; вулканокластическими турбидитами. Обломочный материал турбидитов: вулканическое стекло, обломки изверженных пород, полевые шпаты, кальцит, цемент – минералы глин. Известковистые песчаники содержат до 50% обломков красных водорослей и дендриты оксидов марганца. Возможен перерыв в барреме, отражающий переход от турбидитов пачки 4 к кремнистым осадкам пачки 5.

Базальный горизонт мощного турбидитового слоя часто сложен брекчией красновато-коричневых обломков аргиллитов в зеленовато-сером песчаном вулканокластическом матриксе. Обломки угловаты до субокруглых 0,2-1,5 см размером, без преобладающей ориентацией. Предполагается обломочный поток.

Пачка 5 (интервал 450-498 м) – готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые красные кремни в основании разреза пачки.

Скв. 800. Расположена на севере бассейна Пигафетта. Глубина – 6241 м; проходка 544. 40 м. Древнейшие осадочные породы: кремни – берриас. Основание: базальт.

Пачка 1 (интервал 0-38 м) – третичные до верхнемеловых пелагические коричневые глины, цеолитовые коричневые глины; детритовые фракции - кварц и редкий полевой шпат, цеолит в нижней части пачки. Длительный перерыв фиксируется от среднего миоцена до раннего мела. Перерывы фиксируются в палеоцене, по границе эоцен-олигоцен, и в миоцене.

Пачка 2 (интервал 38-78 м) – верхний кампантурон – красные кремни и порцелланиты - отражающий слой на сейсмической записи.

Пачка 3 (интервал 78-229 м) – сеноман-нижний альб – серые кремни и окремненные известняки, количество которых возрастает вниз по разрезу; в основании нанофосильный мел; возможный перерыв между альбом и аптом.

Пачка 6 (интервал 498,1-544,5 м) – баррем – силлы долеритов и изверженные породы с одним тонким горизонтом кремней. Керн - 7 м долерита. Все долериты средне - и сильно изменены (сметит, гидроокислы железа, карбонат). Внутри долеритов прослой мощностью 35-45 см – темно-красно-коричневого кремня и радиолярита. Верхняя пачка долеритов, ниже которой залегает прослой красного кремня, характеризуется интенсивными изменениями (сметит, окислы железа, лимонитовые полосы, глины). Процессы окисления более поздние, чем развитие раннее биотита и актинолита.

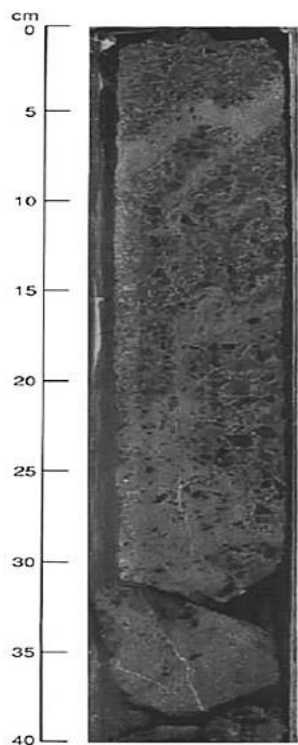


Рис. 1. 30. Нижняя часть разреза литологической пачки 5.

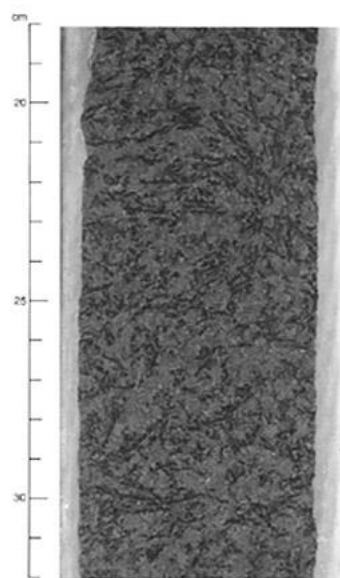


Рис. 1. 31. Характерная структура долерита: индивидуальные и радиальные группы длинных черных пироксенов в различно измененном обогащенном глиной матриксе.

В разрезе скв. 800 пелагические осадки вскрыты скважиной до альба. Переотложенные вулканокластические отложения апта связывается с недалеко расположенными образованиями симаунта Химу и эти мелководные отложения могли быть также снесены с гайотов, расположенных в 100 милях к юго- и северо-востоку от места бурения скв. 800. Пелагические осадки вновь появились в разрезе нижнего мела. Юрская кора не была вскрыта скважиной и древнейшие осадки – берриас. Изверженные породы, по мнению авторов, – имеют интрузивное происхождение, максимум вулканической активности приурочен к апту.

Скв. 802 Глубина – 5969 м; проходка – 559. 8 м. Скважина расположена в центре Марианского бассейна

Пачка 1 (интервал 0-15 м) – неоген – коричневые пелагические глины.

Пачка 2 (интервал 15-159 м) – миоцен – туфы, содержащие хорошо сохранившиеся гиалокластиты и вулканокластические турбидиты, произошедшие из цепи Каролинских островов

2а – туфы с пелагическими глинами; средний миоцен - нижний миоцен; туфы массивные; метровой мощности с лапиллями, вулканическим пеплом; редко они замещены глиной или палагонитизированы. Стекло миндалекаменное; встречаются фрагменты изверженных пород, тахилиты, присутствуют планктон и неритовые фораминиферы; туфы переотложены. В турбидитах туфы переслаиваются с пелагическими аргиллитами и содержат до 35% окислов железа.

26 – туфы с известковистыми аргиллитами и мелом – нижний миоцен; верх пачки – мел; низ – вулканокластический песчаник. В вулканокластических песчаниках основания 2а имеются фрагменты древесины.

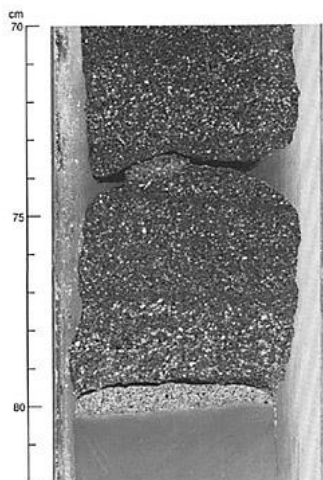


Рис. 1. 32. Контакт в основании субпачки 26 туфа (вверху) и нанофосильного мела - (внизу).

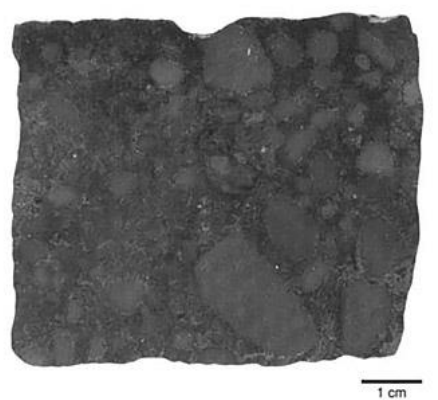


Рис. 1. 33. Лапиллиевый туф субпачка 2 а. Отмечены: субокруглая форма обломков и их плохая отсортированность.

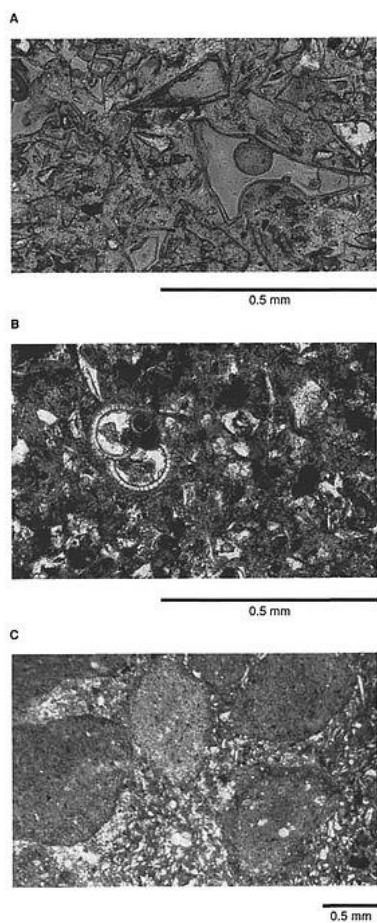


Рис. 1. 34. Тонкие сечения пород субпачки 2. А. обрывки стекла, В. – миоценовые фораминиферы и вулканическое стекло. С. – округлые лапилли в туфе.

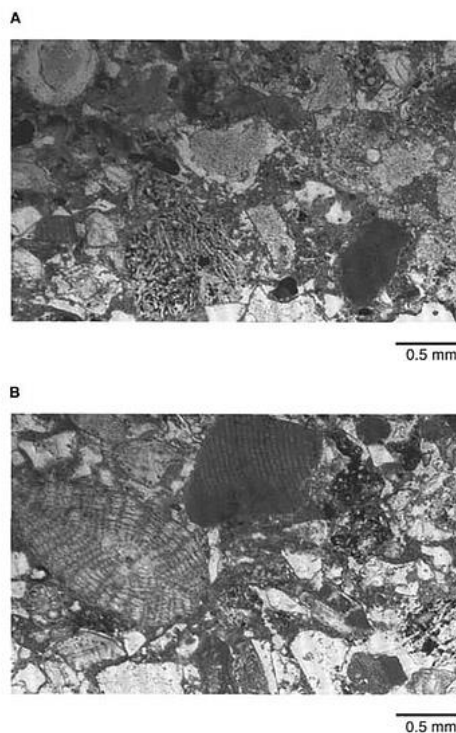


Рис 1. 35 Микрофотографии пород основания разреза пачки 26. А. - фрагменты изверженных пород и обломков мелководных карбонатных пород, включая красные водоросли, эхинодермы; В. - фото бриозоя, фораминиферы и другие мелководные карбонатные породы.

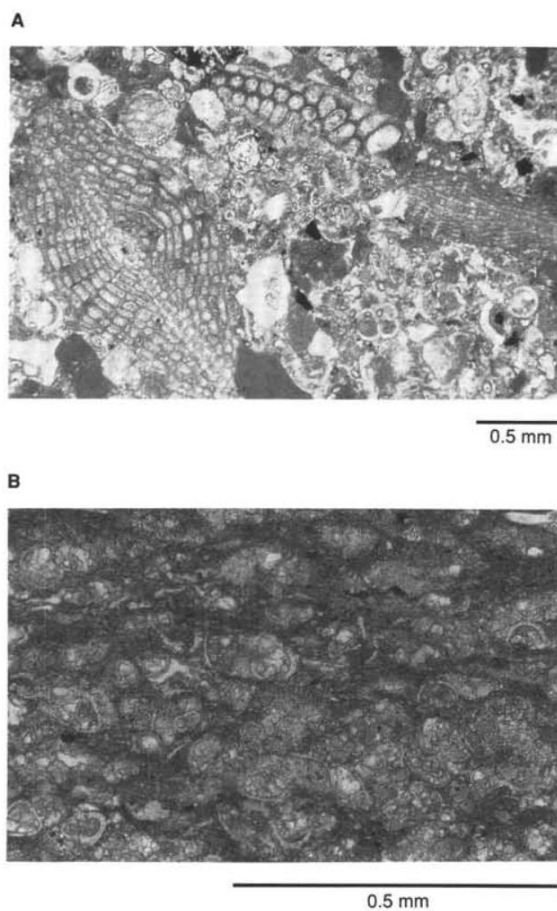


Рис. 1. 36. Микрофото пород пачки 3. А. - обломочный известняк с красными водорослями, с фораминиферами, бриозоа и другими мелководными известковистыми обломками. В. - основание разреза пачки 3 - сломанные фораминиферы в карбонатном турбидите.

Пачка 6 (интервал 348-460 м) – кампан – коричневые аргиллиты и радиоляриты в основании нанофосфильный мел; слои аргиллитов 40-125 м; 70% глина; 30% – Fe-Mn оксиды; цеолиты и радиолярии, обломочные потоки – переотложенные.

Пачка 7 (интервал 460-509 м) – сеноман-верхний апт-альб – коричневые известковистые алевролиты и радиоляриевые известняки; содержатся прослои турбидитов и песков. Цвета коричневые и красно-коричневые, присутствует вулканическое стекло и цеолиты, аргиллиты и радиоляриты – в нижней части разреза – коричневые вулканокластические турбидиты; в них содержится 10 – 15% оксидов железа; 10% – цеолитов, – вулканические турбидиты, аргиллиты. В турбидитах обломки изверженных пород, вулканического стекла, нанофоссилии, радиолярии. Туфогенные аргиллиты содержат обломки изверженных пород – темно-коричневые до черных. Присутствуют смектиты, окислы железа и марганца. Присутствуют обломки древесины.

Пачка 8 (интервал 509-560 м) – базальты, верхний апт (?) – 50,6 м – серии тонких (<1-2 м) базальтовых лав. Изменения слабые, низкотемпературное субмаринное выветривание.

Таким образом, вулканокластические осадки, как меловые, так и миоценовые, содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. В пачке 9 присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симаунты тогда формировали острова. В пачке 5 мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельства нахождения вблизи

Пачка 3 (интервал 159-254 м) – миоцен-эоцен – туфы, нанофосфильный мел; цеолитовые аргиллиты, нодулярные кремни; аргиллиты состоят из 50-80% глины; 10-30% – цеолитов, 10% вулканического стекла. Кремни – темно-коричневые и красные, имеют четкие границы с мелом. В основании неритовые фораминиферы, красные водоросли; фрагменты мшанок и эхиноидей. В основании разреза вновь турбидиты.

Пачка 4 (интервал 254-330 м) – верхний палеоцен – нанофосфильный мел, пелагические аргиллиты, известковистые нанофосфильные аргиллиты, кремни, песчаники, в основании меловые вулканокластиты. Цвета преимущественно буро-коричневые, красновато-коричневые.

Пачка 5 (интервал 330-348 м) – маастрихт – вулканокластические турбидиты. Цветовая гамма меняется от зеленого в пачке 5 до коричневого – в пачке 6. Внизу пачки 5 – галечные аргиллиты (несколько метров) – переход к грубо- и мелкозернистым турбидитам (0,1-1 м). Вулканокластические песчаники содержат обломки туфов; округлые обломки изверженных пород неясного происхождения. Вулканическое стекло полностью замещено палагонитом. Присутствуют обломки древесины.

или выше поверхности моря. В пачке 2а – в основании мелководные карбонатные обломочные породы и фрагменты древесины показывают, что источник находился выше уровня моря. В тонких покровах пиллоу-лав вверху содержится галечник базальтов, перекрытых темно-коричневым аргиллитом (поток 1) красно-коричневые осадки перекрывают поток 2.

Скв. 801. Скважина расположена в центральной части бассейна Пигафетта. Глубина – 5685 м; проходка – 511. 20 м.

Пачка 1 (интервал 8-63,8 м) – третичные до кампана – коричневая пелагическая глина;

1а – красно-коричневая железистая глина с глобулями гидроокислов железа (20-45%), цеолит, фораминиферы; в нижней части палево-желтый нанофосильный ил, возможно переотложенный;

1в – коричневые пелагические глины – палеоцен - кампан; более светлые с цеолитом глины с тонкими полосами красновато-желтого цвета; цеолиты – до 20% и гидроокислы железа 3-5%.

Пачка 2 (интервал 63,8-126,5 м) – кампан-турон, коричневые кремни и порцелланиты, иногда аргиллиты, известковистые породы, спикулы губок; вниз по разрезу и приближению к пачке 3 турбидитов цвет меняется до серого, возрастает известковистость.

Пачка 3 (интервал 126,5-318,3 м) – сеноман- альб, вулканокластические турбидиты с незначительным количеством пелагических интервалов. Верхи – исключительно турбидиты; вниз уменьшается количество вулканокластических отложений. Турбидиты содержат красные водоросли, обломки эхинодерм – свидетельства мелководной обстановки и размещения источников обломочного материала в мелководных условиях. Вулканокластические турбидиты содержат измененное стекло, фрагменты пород, полевого шпата, пироксена, смектитов и других минералов глин, оксиды железа, цеолиты, кварц, кальцит. Вулканическое стекло изменено, палагонитизировано, песчаники имеют глинистый цемент. Пласты черных хорошо отсортированных песчаников могут представлять собой грубозернистые пепловые туфовые отложения. Прослой пелагических илов, нанофосильных аргиллитов, туфосодержащего нано-фосильного мела. Вниз по разрезу идет переход к пачке 4 – коричневым радиоляритов – обломков известковистых аргиллитов, мелкообломочных вулканических турбидитов. Достигают пика в базальном основании пачки – 5 м – грубозернистые пески, концентрация прибрежных обломочных потоков, возрастание скорости осадконакопления.

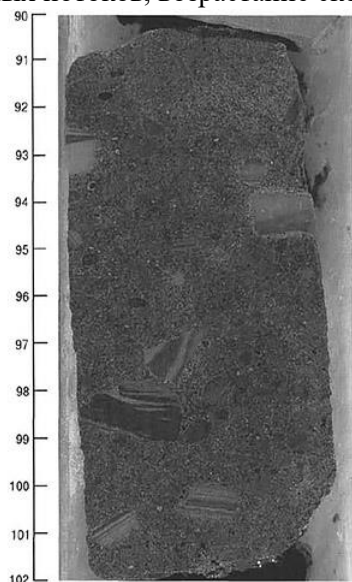


Рис. 1. 37. Фото грубозернистого вулканокластического турбидита пачки 3 с обломками полосчатых мелкозернистых песчаников. Этот осадок демонстрирует высокую энергию события переотложения в альбе.

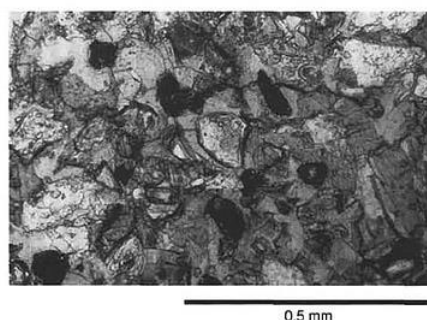


Рис. 1. 38. Мелкозернистый вулканокластический турбидит основания пачки 3 средней мел, содержащий в основном измененное вулканическое стекло, изверженные породы, переслаивающиеся со светлоокрашенным радиоляриевым аргиллитом с редкими нанофоссилиями.

Тонкие сечения этих высокоскоростных турбидитов содержат красные водоросли, и фрагменты эхинодерм, свидетельствуя о мелководном источнике обломочного материала. Вулканокластические турбидиты содержат обломки палагонитизированного вулканического стекла. Эти песчаники имеют глинистый матрикс.

Пачка 4 (интервал 318-442,9 м) – валанжин-верхняя юра – (оксфорд) – коричневые радиолариты – 125 м с прослоями коричневых кремней и многочисленными марганцовистыми образованиями с отсутствием известкового компонента;

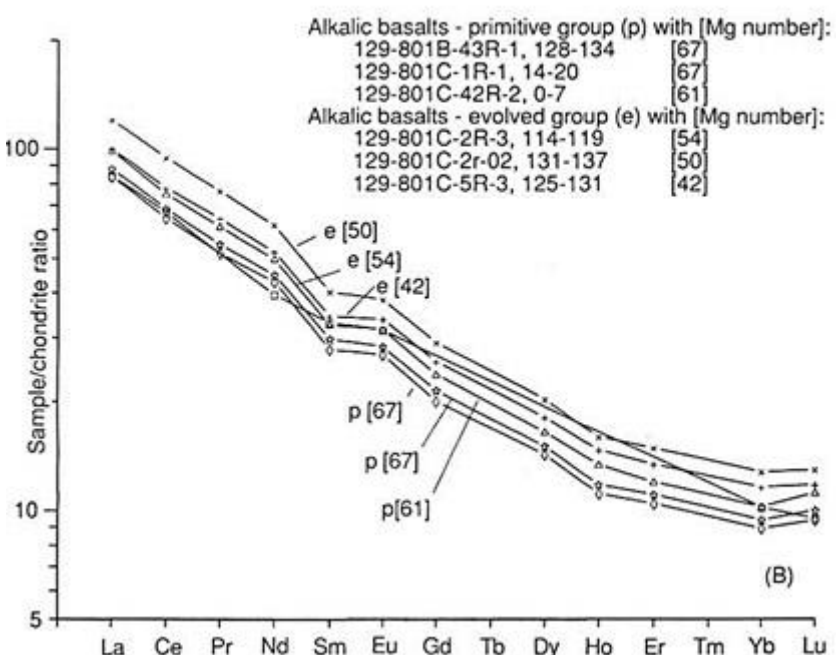
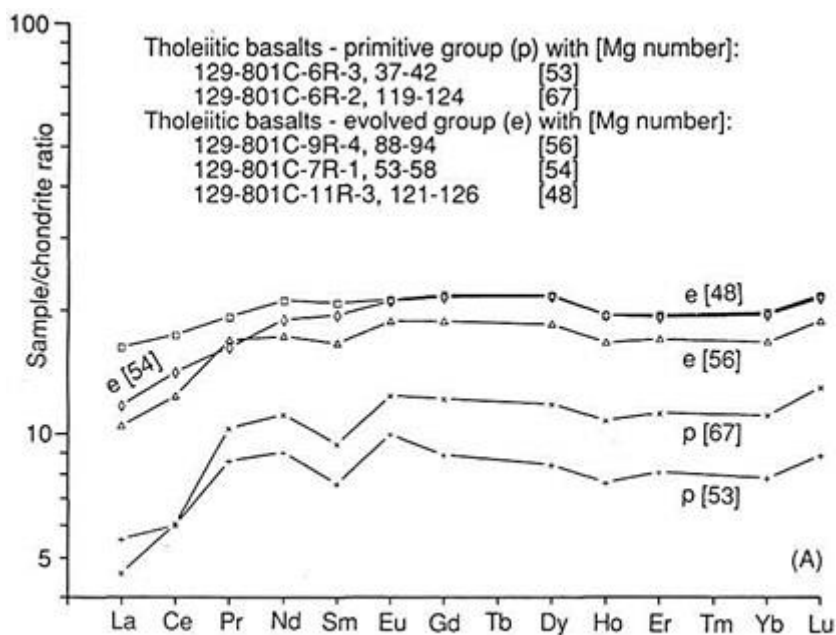


Рис. 1. 39. РЗЭ в толеитовых (А) и щелочных (В) базальтах скв. 801. Номер магнетиальности для каждого образца показан в скобках.

Нижние 133 м содержат, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями, метаосадки. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированные. Осадки между потоками, главным образом, кремни с силифицированными радиоларитами.

4а – (81 м) – валанжин- верхи верхней юры (верхний титон) – коричневые радиолариты с многочисленными кремнями. В радиоларитах Fe-Mn гидроокислы образуют пятнистые скопления, распространяются по трещинкам и образуют непрерывные микропрослои. Кремни желтовато-коричневые образуют полосы и нодули. Их состав – радиоларии, кварц, глина и Fe-Mn оксиды – 5-20%;

4б – (42 м) – верхняя юра (верхний титон-оксфорд) – коричневые глинистые радиолариты – верхний титон-оксфорд – примерно равные количества глины и радиоларий. Переход резкий между пачками, обогащенными (4в) и обедненными (4а) глиной. Глинистые радиолариты – темно-коричневые – полосчатые от желтоватых до розовых. Светлые полосы обогащены радиолариями; более темные – богаче глиной и вулканическим стеклом. Кремни появляются в нижних частях разреза.

Пачка 5 (интервал 442,9-461,6 м) – средняя юра – (келловей-бат) – 18 м красных чередующихся радиоларитов и аргиллитов. Граница пачек 4 и 5 – место проявления насыщенной красной окраски. Контакты между породами резкие. Радиолариты – желтовато-кирпично-красные. Аргиллиты более красные. Основание этой пачки расположено выше красно-коричневого кремня, представляющего силифицированные осадки, переслаивающиеся с базальтами.

Пачка 6 – (интервал 461,6-590,9 м) – средняя юра-келловей-бат – основание разреза.

Присутствуют перекристаллизованные известняки. Между базальтами также встречаются прослои красных аргиллитов мощностью 1-5 см, вулканокластические метаосадки с перекристаллизованными микрофоссилиями, перекрываемые, обогащенным железом, метакремнями. Красные известковистые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и кремни наблюдаются между потоками базальтов в основании разреза скв. 801С.

В верхней части лавовых потоков сантиметровые базальтовые фрагменты более окислены, чем нижележащие. Все породы скв. 801С по-разному изменены от 10 до 75%. Наконец, следует отметить, что в наибольшей степени из всех пачек (потоков) окислены верхние от 1 до 4, при этом наиболее окислена верхняя часть пачки 2. Базальты при микроскопическом изучении показывают присутствие мелких миндалин. Глобальное несогласие между морскими осадками оксфорда и келловея обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловея и /или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловеем- батом и оксфордом в скв. 801 может отражать проявление и здесь глобального события, маркирующего границу средней-поздней юры, что не отражает локального тектонического события.

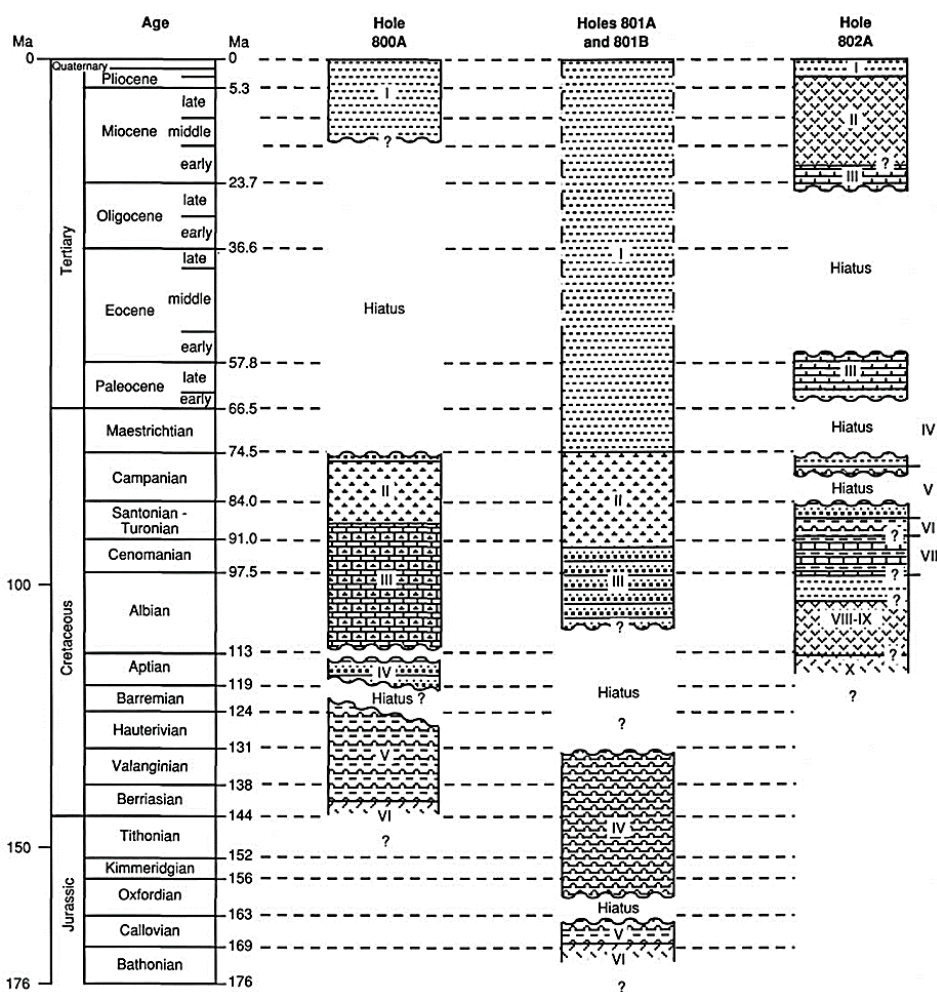


Рис. 1. 40. Возрастная корреляция разрезов скв. 800, 801, 802.

Среднеюрские базальтовые лавы вскрыты скв. 801 в бассейне Пигафетта представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. Сложный 131 метровый разрез показывает, что его основание сложено серией щелочных базальтов (около 157 млн лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов и нижние толеитовые базальты (около 167 млн лет), представляющими нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции – разделены кварц сцементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-

селадонит-пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толетовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами.

Результат завершения рейса 129, заключается в том, что в этом рейсе первые и единственные скважины проникают в изверженный фундамент (не обязательно слой 2) в бассейнах Восточно-Марианском и Пигафетты, теперь позволяет проводить экстраполяцию результатов бурения в этих самых древних бассейнах Тихого океана. Бурение, проведенное в рейсе 129, показало, что среднемиловые потоки базальтов перекрывают юрские / нижнемиловые отложения по всей Восточной части Марианского бассейна и юго-востоку бассейна Пигафетты. Верхнеюрско-нижнемиловые отложения выявлены в скв. 801 и между скважинами 801 и 800. Турбидитовые напластования различной мощности и возраста являются вездесущими в пределах обоих бассейнов. Меловые турбидитовые толщи были выявлены бурением в подводных горах Магеллан и Маркус-Уэйк и в подводных горах возраста апт или моложе. Подводные горы / атоллы хребта Кэролайн, расположенные на расстоянии более 300 км к югу от скв 802, были источником вулканогенных турбидитов миоцена в южной, центральной и восточной частях Марианского бассейна, в то время как карбонатные платформы развивались на переотложенной мелководной карбонатной последовательности, выделенных вдоль восточной окраины Восточного Марианского бассейна. Зона разлома Огасавара подводных гор Магеллана отделяют бассейн Пигафетты от бассейна Восточной Марианы и влияет на формирование источников и распределения переотложенного материала. Четкое отражение. зоны разлома Огасавара в бассейне, коррелирует с неглубоким слоем кремния (порцелланита) глины и кремнь / мел в бассейне Пигафетты и в бассейне Восточно-Марианском, соответственно, является временем трансгрессии (горизонт эоцена-кампана).

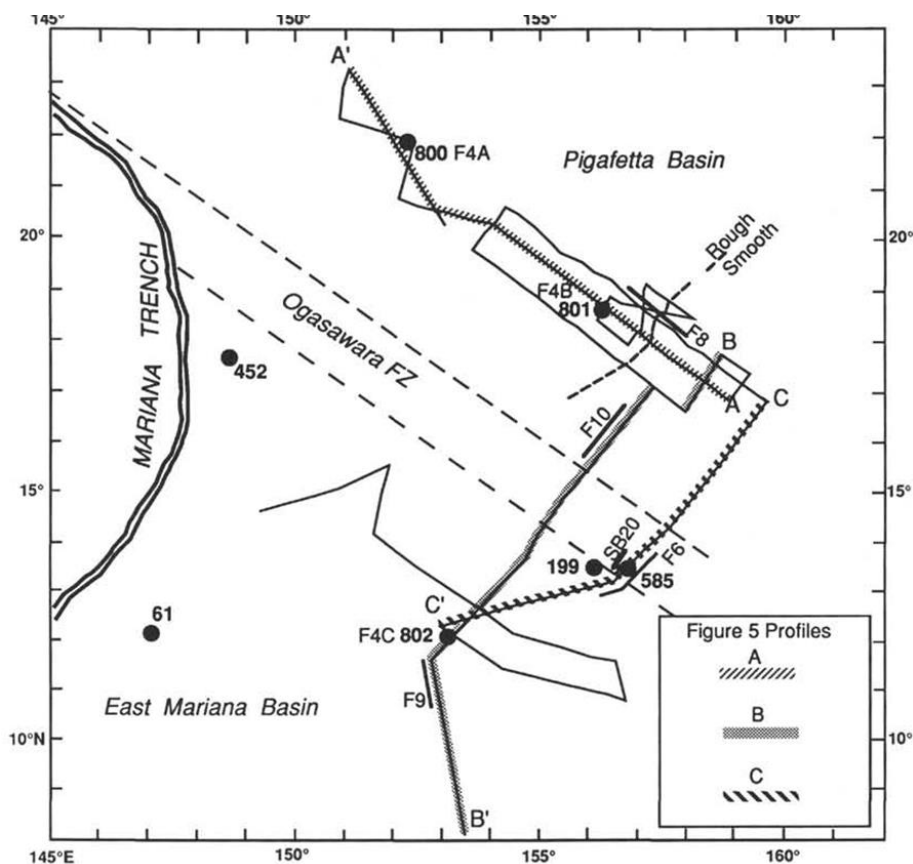


Рис. 1. 41. Линии на схеме показывают размещение сейсмических и геологических профилей. Обозначение профилей на врезке внизу справа.

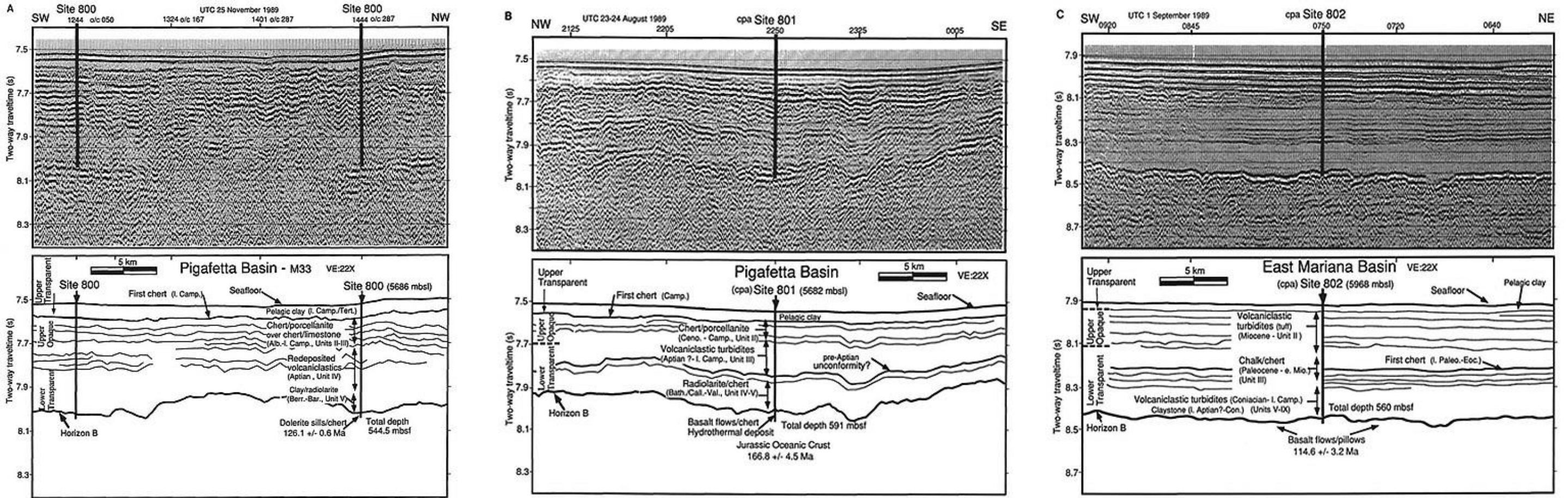


Рис. 1.42. Итоговые схемы сейсмической стратиграфии скважин рейса 129 (на этом рисунке А скв. 800, на следующих рисунках В и С соответственно скв. 801 и 802, показывающие генерализованную корреляцию литологических пачек, возраста и глубины с выражением ключевых отражающих горизонтов, таких как изверженное основание, первые кремни. Показан радиометрический возраст основания.

Обобщая характеристику результатов бурения в рейсе 129, и в особенности в скв. 801, следует, прежде всего, отметить здесь единственное в Тихом океане вскрытие средне- и позднеюрских отложений в пределах впадины Пифагетта. Скважина 801 заложена на глубине 5685 м. Здесь важно подчеркнуть, что в разрезе скважины выделены две крупные литостратиграфические единицы – верхняя - меловая с элементом верхней юры в основании этой пачки и нижняя – существенно средне – позднеюрская - батон-келловей. Общемировое несогласие между морскими осадками оксфорда и келловей обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловей или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловей- батоном и оксфордом в скв. 801 может отражать проявление здесь глобального события, маркирующего границу средней - поздней юры, что не отражает локального тектонического события.

Принципиально важно, что верхняя существенно меловая и нижняя существенно юрская части разреза скв. 801 различны по составу и строению. Нижняя – юрская – преобладающе красноцветные кремни и аргиллиты, в основании которых расположены потоки лав базальтов в значительной степени, измененных, окисленных, являются источниками базовых гидроокислов железа осадочной юрской толщи и в том числе ее частей, чередующихся с лавовыми потоками. Верхняя пачка в значительном временном интервале третичных и меловых отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководного состава и строения источника материала в турбидитах, которыми считаются, расположенные севернее, ныне подводные горы и гайоты. Таким образом, здесь происходит, в известном смысле, двухстадийное становление абиссальной котловины с юрскими базальтами в ее основании. Без особых нарушений такое развитие впадины можно трактовать как двух стадийное и насыщенное тектоническим событиями и в верхней, и в нижней частях разреза впадины. Следует также особо отметить, что случай скв. 801 уникальный не только в пределах Тихого океана, но и в других океанах. Остается во многом неясным, какими же были причины резкой смены истории – двух стадийной – этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же, возможно, в случае бурения – глубокого – ниже меловых отложений вскрытие других фрагментов юрских элементов истории развития Тихого океана.

Среднеюрские базальтовые лавы, вскрытые скв. 801 в бассейне Пифагетта представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. Сложный 131 метровый разрез показывает, что его основание сложено серией щелочных базальтов (около 157 млн лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов и нижние толеитовые базальты (около 167 млн лет) представляющими нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции- разделены кварц цементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-селадонит- пирит-карбонат- цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толеитовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами.

Рассматривая геохимические характеристики базальтов верхов и низов разреза скв. 801 можно отметить, что различия в составе базальтов в известной мере коррелируются с различиями в строении разрезов нижней и верхней частей. Следовательно, начало формирования базальтовых толеитовых серий в средней юре ассоциировано, видимо, с начальным плавлением мантии на неглубоких уровнях и затем с течением времени плавление смещается на более глубокие уровни мантии и сопровождается формированием щелочно-базальтовых серий, которые типичны в мелу в пределах поднятий, хребтов и гайотов – в районе, ограниченном асейсмичными

хребтами – Императорским и Гавайским на востоке и островодужными системами – на западе. При этом, щелочные серии формируются в пределах абиссальных равнин не всегда, и причина этого остается неясной.

Остается не до конца ясным вопрос происхождения вулканокластических турбидитов в верхней надюрской части разреза скв 801 и принадлежность этих мелководных образований к, собственно, турбидитам. Являются ли они действительно аллохтонными – турбидиты – образованиями или они имеют автохтонную природу и отражают существование на месте условий мелководно осадконакопления? Или же эти образования являются, как было рассмотрено на примере глубоководной впадины Науру (рейс 61), отложениями обломочных потоков (debris flow), формирование которых связано с воздыманием задуговых хребтов и сопряженных с этим процессом воздымания ареальных шлейфов (аргон) обломочных потоков, далеко распространяющихся от воздымающихся хребтов. То же, по-видимому, происходит и в бассейне Пигафетта в связи с формированием сопредельных поднятий и вулканических построек Маршалловых островов. Здесь важно выделить определяющую роль в этом случае сопряженных процессов воздымания вулкнических поднятий и погружения абиссальных равнин. Все эти процессы, так или иначе, инициируются глубинными процессами формирования базальтовых расплавов – процессами базальтового вулканизма.

Рейс 145. Северо-Тихоокеанский трансект, 1992 Rea, D. K., Basov, L.A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., et al., 1993. Proc. ODP, Init. Repts., 145: CollegeStation, TX (OceanDrillingProgram//doi:10.2973/odp.proc.ir.145. 1993.

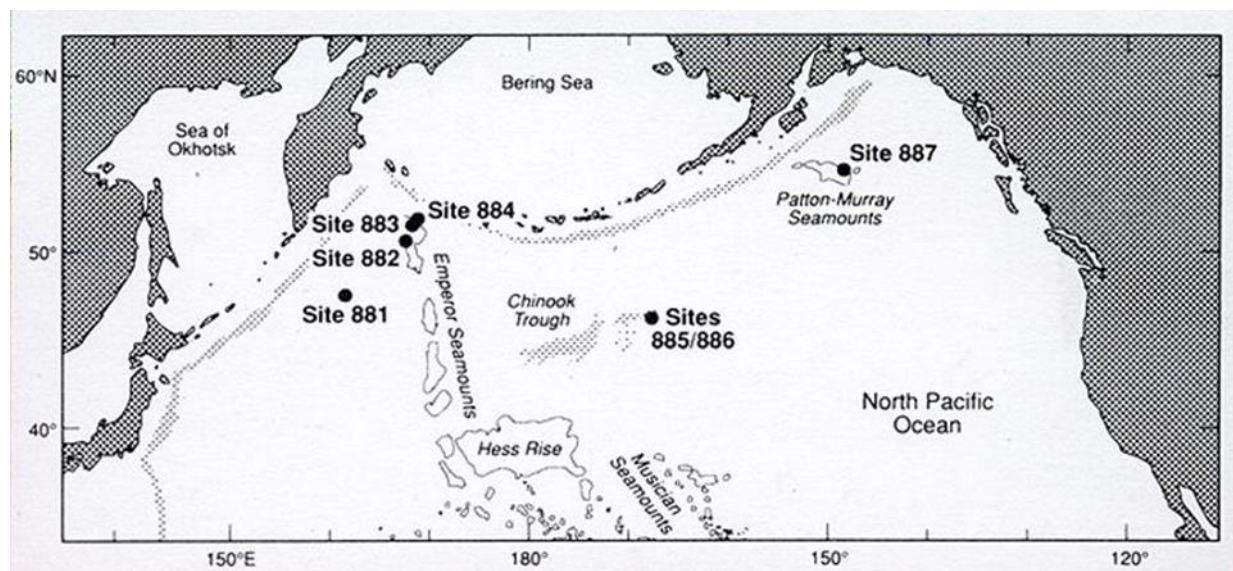


Рис. 1. 43. Схема расположения скважин рейса 145.

В северной части Тихого океана пробурено несколько скважин в полосе субширотного направления от восточного побережья Камчатки (скв. 881-883) через трог Чинук (скв. 885, 886), к подводной горе Паттон-Мюррей (скв. 887). Отмечено, что в ряде скважин (885А) наиболее глубокие части керна содержат угловатые обломки (до 60 см) афировых базальтов, покрытых корками продуктов изменения (оранжевого до черного цветов). То же наблюдается в скв. 886В, где базальты (обломки) также покрыты с поверхности желто-коричневой коркой изменения. Изменения с поверхности базальтов отмечалось в скв. 887D, проникшей в базальты на глубину 16,3 м. Здесь базальты представлены угловатыми обломками, которые с поверхности окислены. Около 10% базальтов имеют миндалекаменные текстуры.

Скв. 881. Расположена к западу от подводных гор Эмперор. Глубина - 5500 – 5754 м; проходка – 363,8 м.

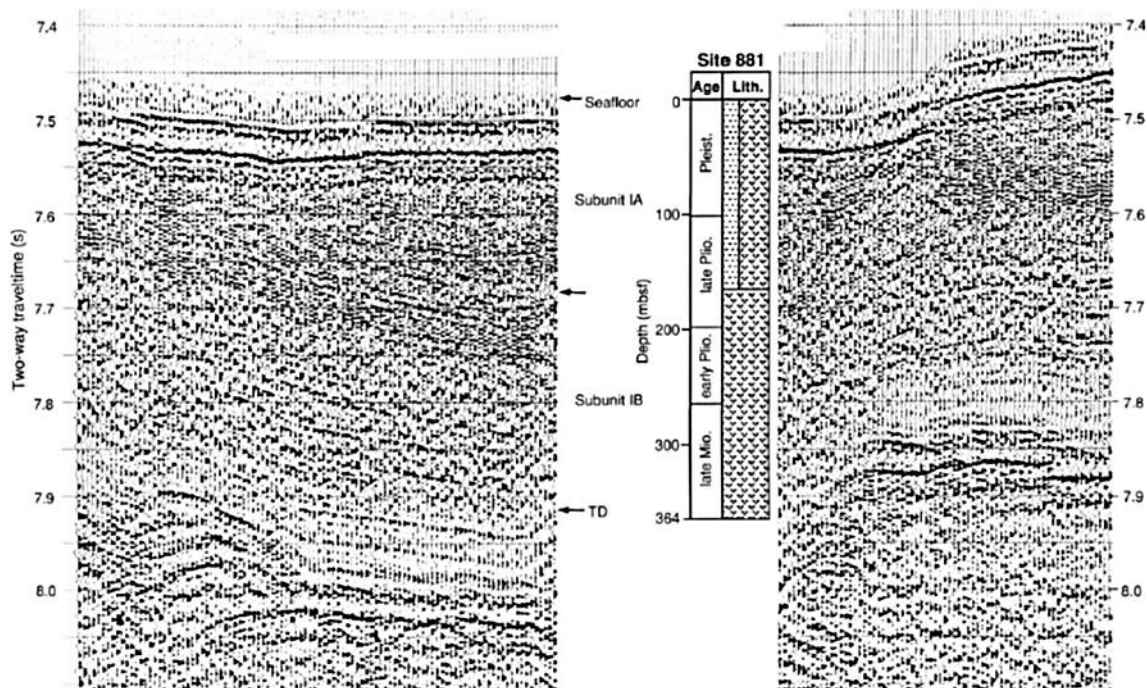


Рис. 1. 44. Корреляция сейсмического профиля и разреза по скв. 881.

Пачка 1А (интервал 0-363,8 м) – плейстоцен-поздний миоцен – диатомовые илы с варьирующим количеством терригенного компонента с вулканическим пеплом и зонами доломита или родохрозита.

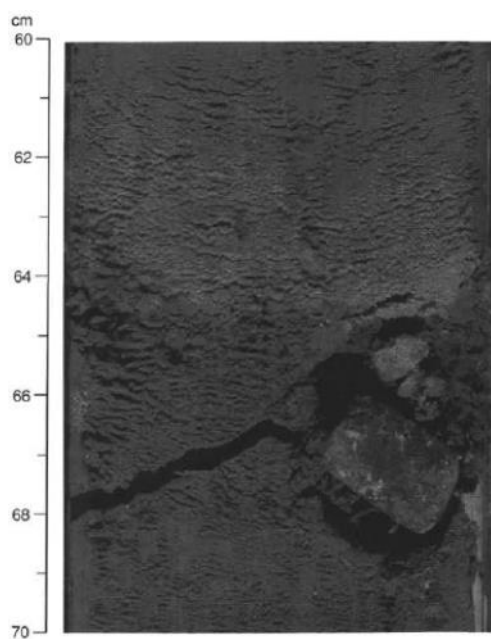


Рис. 1. 45. Дропстоун фельзита, или базальта

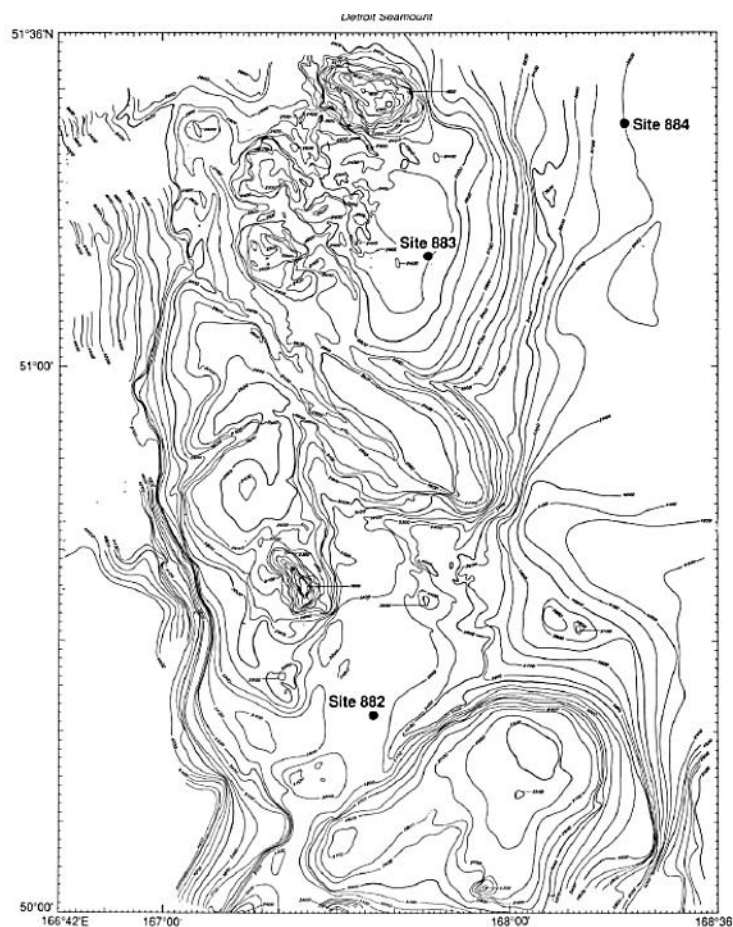


Рис. 1. 46. Батиметрическая карта размещения скв. 882-884.

Дропстоуны присутствуют, но их количество уменьшается вниз по разрезу.

Пачка 1Б (интервал 164-364 м) – поздний плиоцен-поздний миоцен – диатомовые и радиолярий-диатомовые илы с прослоями пепла и доломита. Планктонные и бентические фораминиферы. Скважиной вскрыто 462,5 м, сложенных верхнемеловыми и плейстоценовыми диатомовыми илами. Аналогичная картина наблюдается в скв. 882, расположенной севернее скв. 881.

Скв. 883. Подводная гора Детройт. Глубина – 3245,9 м; проходка – 29,4 м; керн – 13,58 м.

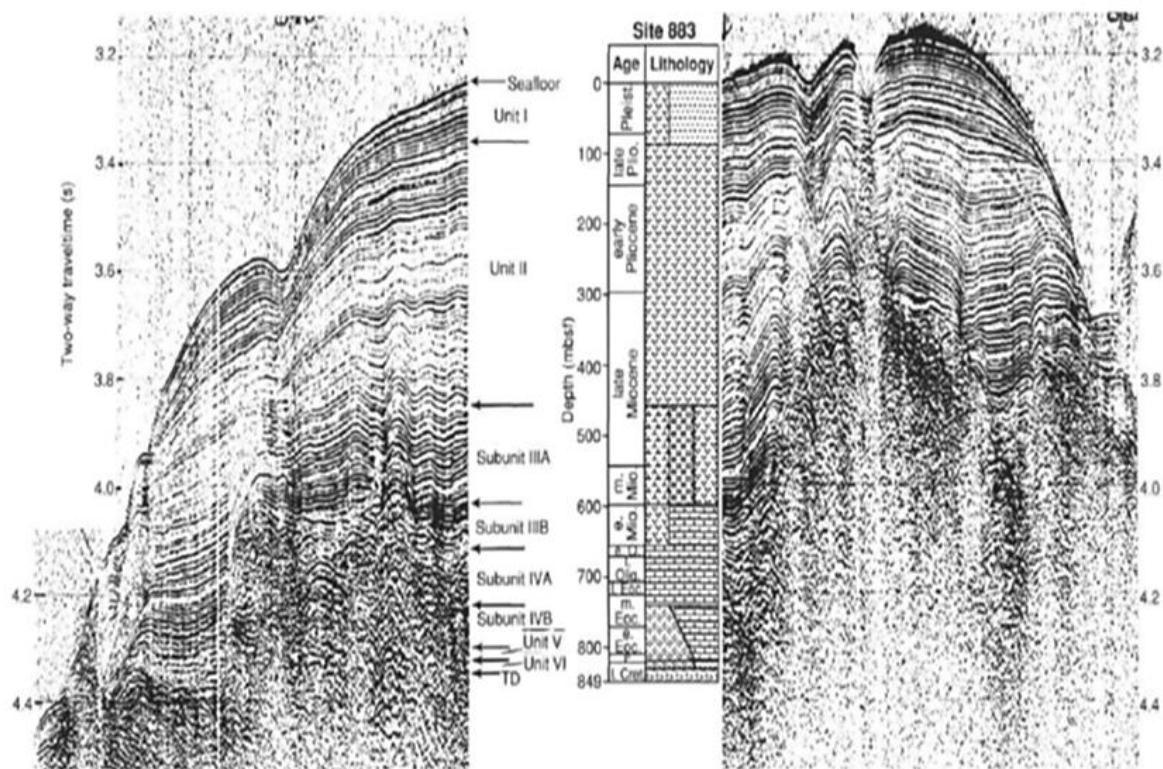


Рис. 1. 47. Корреляция сейсмического профиля и разреза скв. 883.

Пачка 1 (интервал 0-86,9 м) – поздний плиоцен- плейстоцен – глины с диатомеями и кварцем, обычные дропстоуны и прослой пепла.

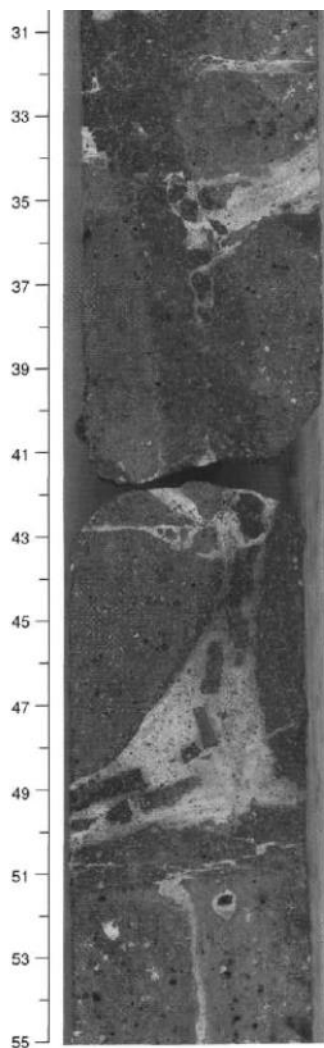
Пачка 2 (интервал 86,9-458 м) – поздний миоцен- поздний плиоцен – чистые диатомовые илы – карбонат кальция присутствует в ограниченном количестве выше 458 м и становится важным компонентом ниже этого уровня.

Пачка 3 (интервал 358-652,2 м) – диатомовые и диатомово-карбонатные илы, переслаивающиеся с карбонатными и нанофосильными илами.

Пачка 4 (интервал 652,2-814 м) – поздний олигоцен- ранний эоцен – нанофосильный мел, переслаивающийся с витрическим пеплом (с интервала 740 м).

Пачка 5 (интервал 814-830 м) – палеоцен – мел желтовато-зеленый и желтовато-коричневый (до красновато-коричневого) вулканический пепел с оксидами железа и марганца. Ниже – базальты.

Таким образом, вскрыто 830 м верхнемеловых и кайнозойских осадков и 37,5 м – базальтов. Лежащий выше базальтов слой мощностью около 16 м представлен желто-зелеными и желто-коричневыми до красно-коричневыми измененными пеплами, сцементированными окислами железа и марганца. Ниже этих пород в интервале мощностью 37,5 м располагаются измененные миндалекаменные базальты.



Скв. 885, 886 расположены к востоку от трога Чинук. Глубины моря - 5794-5797 м; мощности вскрытых разрезов варьируют от 10 до 72 м. В разрезе скважины ниже диатомовых илов располагается слой (около 20 м) темно-коричневых гематитовых глин, являющихся классическими для Северной Пацифики красными глинами. В отличие от вышележащих слоев 1-2, слой глин характеризуется присутствием аутигенно – диагенетических минералов, железомagneзиальных нодулей и конкреций. Нижележащий горизонт (60 см) представлен угловатыми обломками измененных базальтов. Отдельные обломки окружены каймой оранжевых продуктов изменения.

Рис. 1. 48. Пелагонитовые осадки, заполняющие пространство между вертикальными краями подушечной лавы.

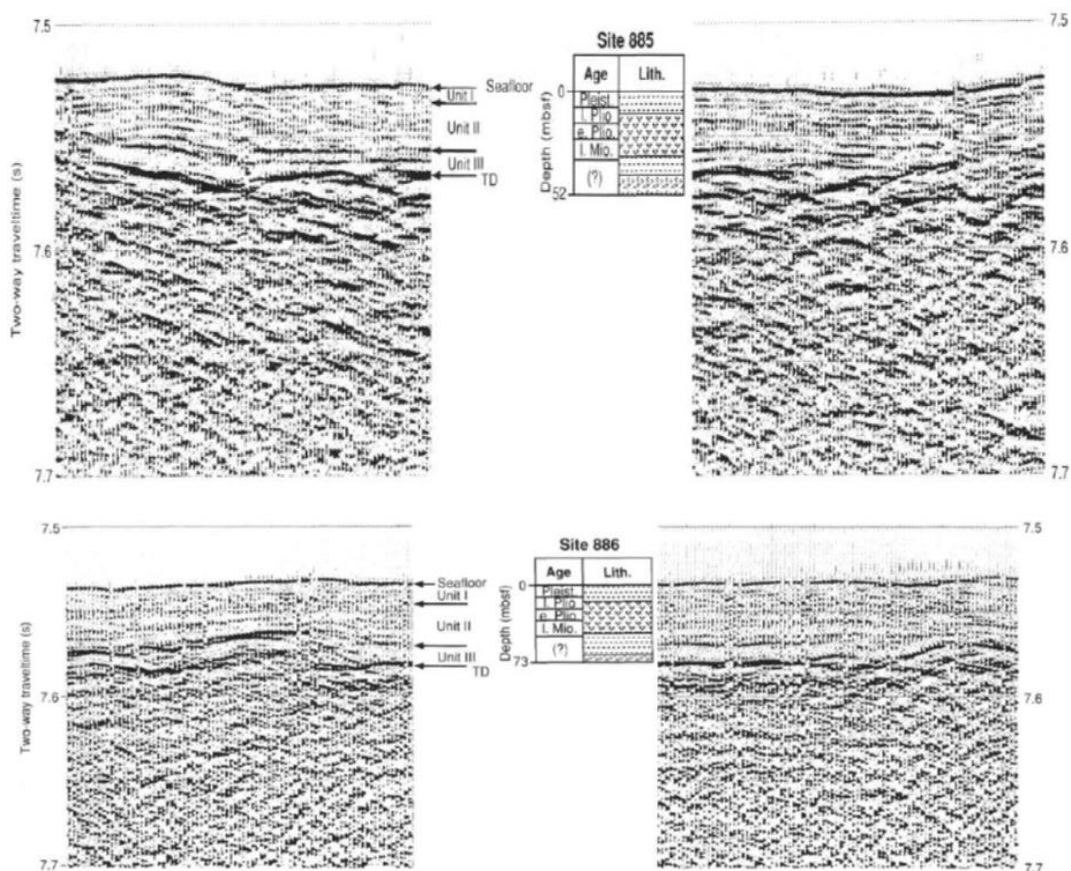
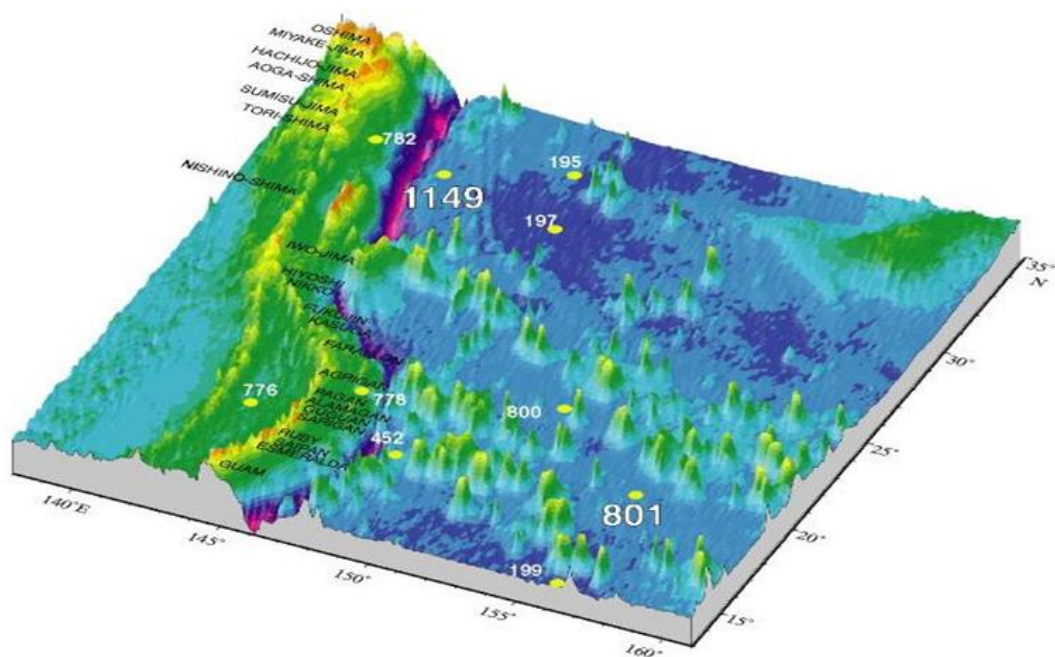


Рис. 1. 49. Сейсмические профили и разрезы скв. 885 и 886.

Скв. 887. Расположена в пределах подводной горы Паттон-Мюррей в северной части залива Аляска. Глубины моря – 3919 – 4018 м. Скважиной вскрыто 289 м отложений. В интервале глубин 235-270 м вскрыты литифицированные глины (ранний миоцен), выше которых располагаются диатомовые илы миоцена-плиоцена, а ниже горизонта литифицированных глин – (интервал 289-373 м, скв. 887а) – базальты. Глины (ранний миоцен) – темно-коричневые с вулканическим пеплом и окислами железа, перекрывают миндалекаменные базальты, которые окислены с поверхности.

Рейс 185. Идзу-Бонинская окраина, 2000 Plank, T., Ludden, J. N., Escutia C., et al., 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 185: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10.2973/odp.proc.ir.185.2000



ODP Leg 185 Site Map

Рис. 1. 50. Схема расположения скважин рейса 185.

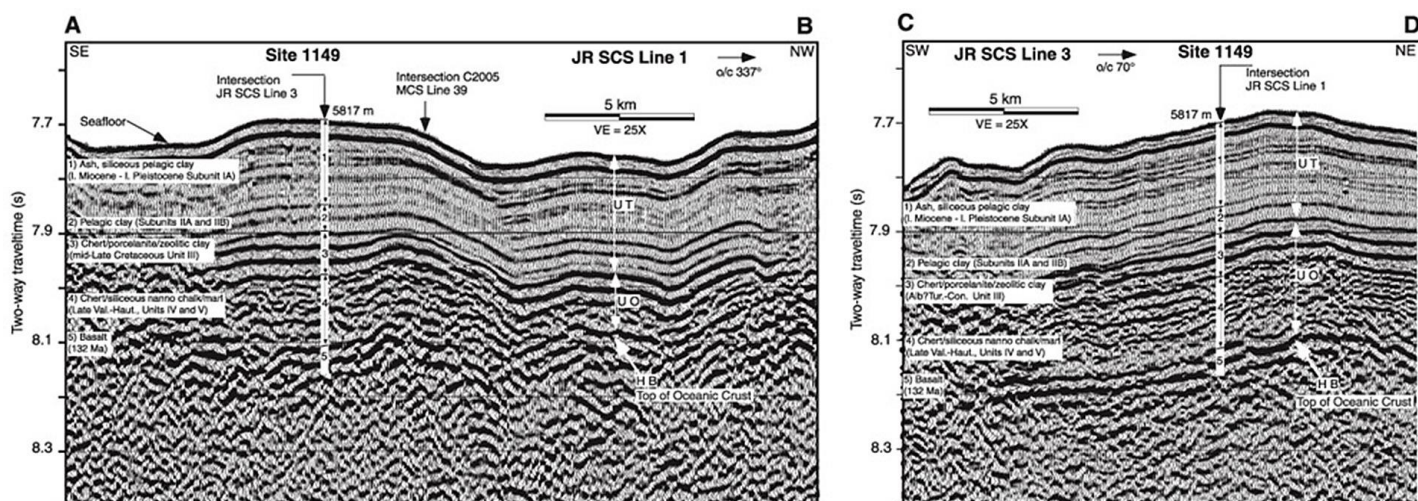


Рис. 1. 51. Сейсмостратиграфия скв. 1149, показывающая корреляцию литологических пачек и сейсмических фаций. Возраст основания 132 млн. лет.

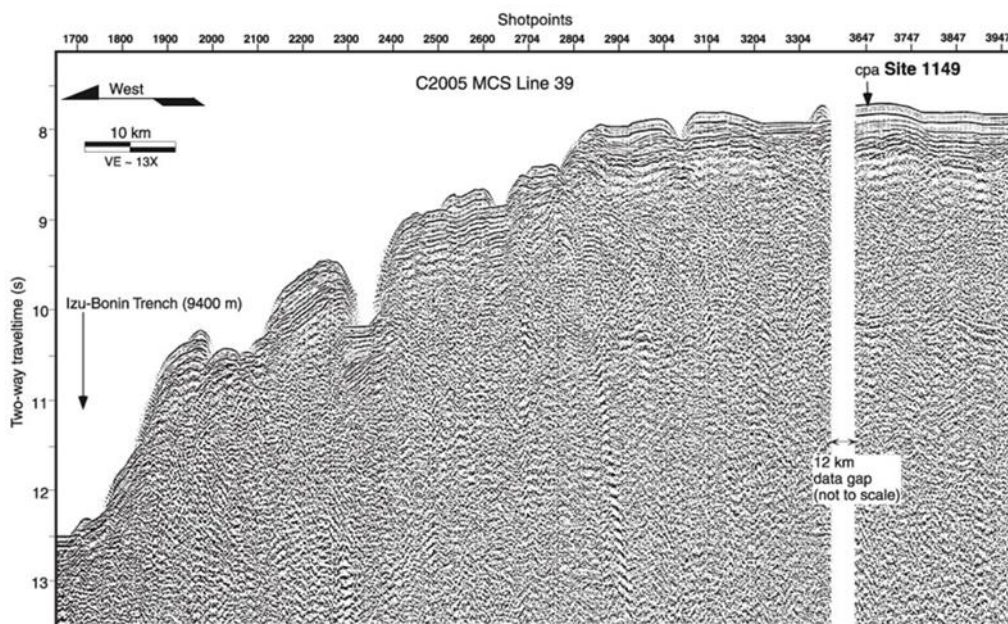


Рис. 1. 52. Сейсмический профиль, показывающий положение скв. 1149 относительно оси Идзу-Бонинского желоба.

Скв. 1149А, В, С, D. Глубина – 5818-5867 м. Скважины расположены в 100 км к востоку от Идзу-Бонинского желоба в пределах бассейна Надежда и расположены на неотчетливо выраженном батиметрическом поднятии. Осадочный разрез в 408 м общей мощностью вскрыт в четырех скважинах. Осадки преобладающе представлены безкарбонатными глинами с разными прослоями вулканического пепла и кремнистыми микрофоссилиями, кремнями, порцелланитами, нанофосильным мелом и доломитом.

Осадочная колонна 408,2 м разделена сверху вниз на 5 пачек. Эволюция осадконакопления здесь разделена на четыре эпизода, начинающихся с валанжина известковистой пелагической седиментацией и далее сменой кремнистых отложений в условиях очень медленной аккумуляции коричневых пелагических глин пачки 2 в течение позднего мела до палеоцена.

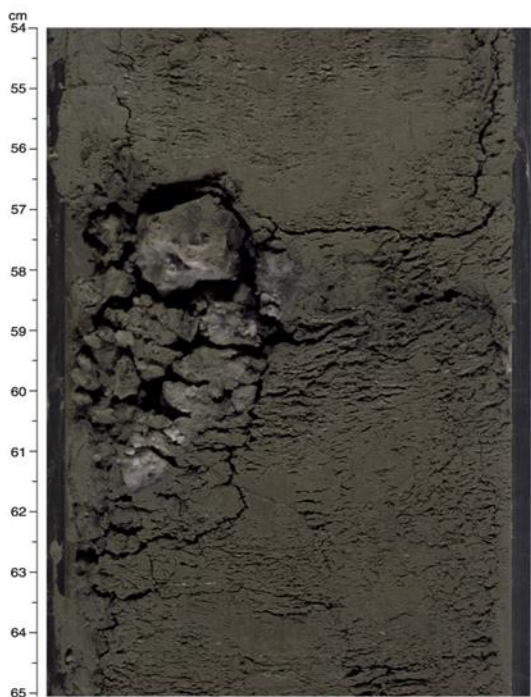


Рис. 1. 53. Обломок пемзы в глинистой массе пачки 1.

Пачка 1 (интервал 0-118,2 м) – поздний миоцен- поздний плейстоцен – пепел и биогенные кремнистые глины, пепел содержащие кремнистые глины, радиоляриевые глинистые пеплы и илы, диатомовые глины, пепловые глины и алевроит содержащие глины. Количество пепловых прослоев в пачке 1 – 100, мощностью от нескольких миллиметров до 5 и 45 см. Вулканические компоненты представлены сантиметровыми обломками пемзы, небольшими фрагментами пород и зёрнами минералов. Пепловые прослои имеют резкую нижнюю и диффузную верхнюю границу, градиционную слоистость. Безкарбонатные глины; пепловые и биогенные глины, пепловые глины, радиолярий содержащие пеплы, кремнистые илы, диатомовые глины, пепловые глины – темно-зеленовато-серые или темно-коричневые диатомовые и радиоляриевые, спикулы губок. Вулканические компоненты – стекло, сантиметровые обломки пемзы, маленькие фрагменты пород и минералов, силикофлагеллаты. Вулканический компонент – стекло, обломки пемзы размером около 1 см, пепел; мощность пепловых прослоев

от мм до 5 см, прослой пемзы. Все слои с резкими нижними и диффузными верхними контактами. Градационная слоистость.

Пачка 2 (интервал 118,20-179,1 м в скв. 1149А; интервал 160,6-180 м в скв. 1149В), возраст не известен. Темно-коричневые пеплосодержащие и пелагические глины, пепловые глины, диатомо - и радиолярий содержащие глины. Преобладают темно-коричневые пелагические глины с редкими песчаными обломками. Нижняя граница пачки фиксируется появлением кремней.

2а – темно-коричневые пелагические глины с редкими обломками вулканического стекла.

2б – то же – глины, но с заметной примесью вулканического материала.

Пачка 3 (интервал 180-191,2 м в скв. 1149А; интервал 180-282,30 в скв. 1149В), возраст не известен – радиоляриевые кремни, цеолитсодержащие глины с палыгорскитом.

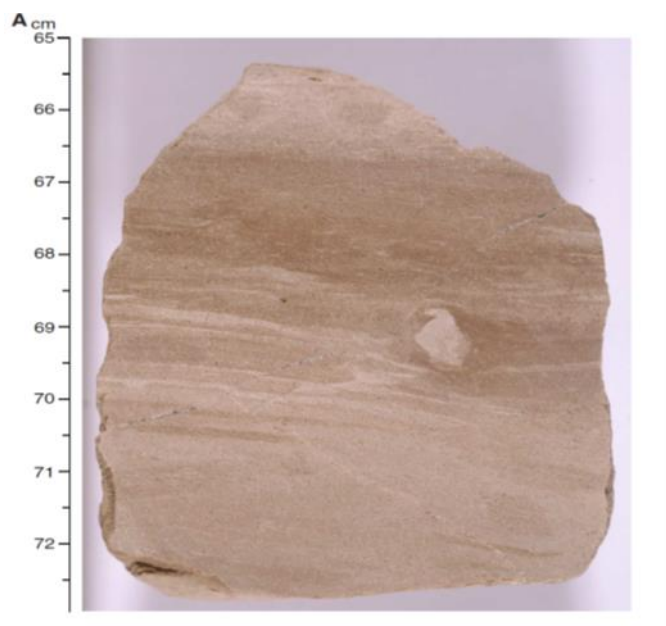


Рис. 1. 54. Радиоляриевый доломит пачки 4.

Пачка 4 (интервал 282,30-416,40 м), нижний мел – (поздний готерив - поздний валанжин) – радиоляриевые кремнии, порцелланиты, доломиты и мел, характеризуется присутствием карбонат содержащих пород, чередующихся с радиоляриевыми кремнями. Вниз по разрезу возрастает количество карбонатного материала; появляются светлый мел и мрамор с баритом, доломитом и остатками рыб. Нижние 10 м разреза, располагающиеся выше базальтов, характеризуются необычно насыщенными цветами – пурпурно-голубоватым и красным, что связано с увеличением количества гидроокислов и микронодулей железа и марганца.



Рис. 1. 55. Гало изменений в гиалокластическ

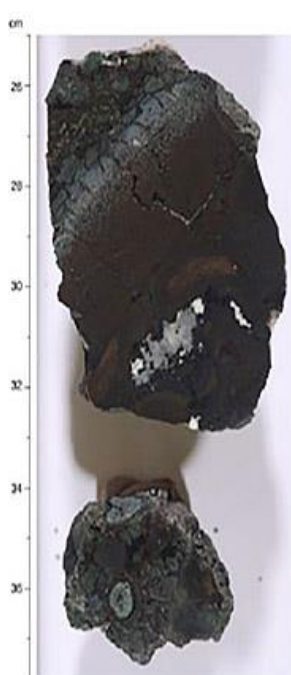


Рис. 1. 56. Измененное стекло базальта.



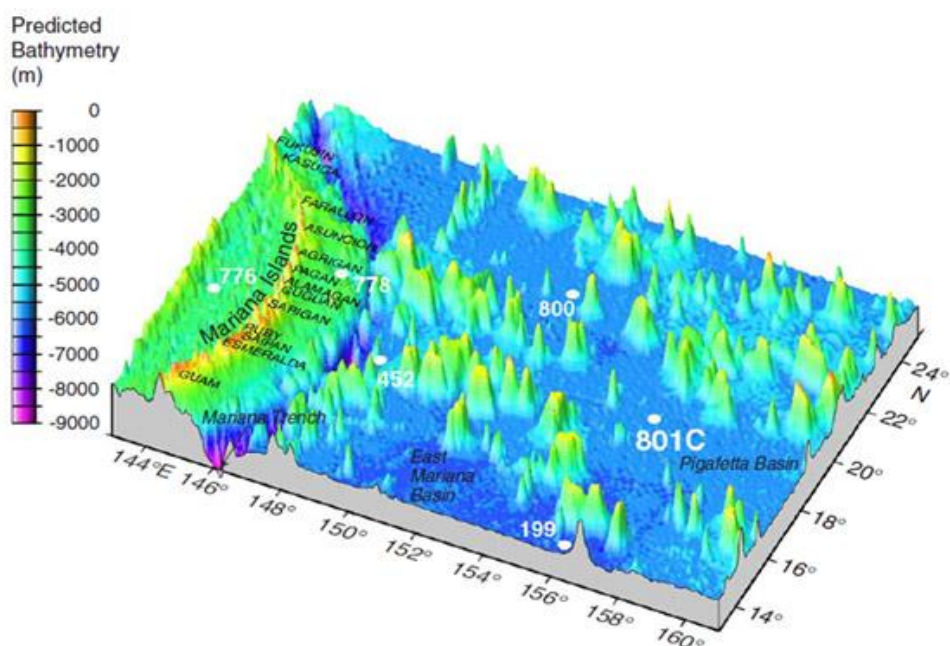
Рис. 1. 57. Брекчии измененного базальта, цементируемые кальцитом.

Пачка 5 (мощность 1,96 м), поздний валанжин, перекристаллизованные доломиты заполняют трещины в брекчированных базальтах. Жилы карбоната окаймлены смектитом и гидроокислами железа. Карбонатные породы похожи на породы пачки 4, но в них резко возрастает количество глинистого компонента (смектит).

Все типы базальтов (пиллоу-лавы, пиллоу-брекчии, гиалокластиты и тонкие потоки) интенсивно изменены окислительными процессами. Сложные мульти окрашенные гало развиваются по трещинам и другим поверхностям.

Гало шириной 2 см, имеет коричневый цвет. Породы, окружающие трещины, имеют пылевато-красный и темно-красный цвет. Обычная последовательность жил и гало: 1) раннее дробление и заполнение трещин глинистыми минералами (сапонит, селадонит), 2) прогрессивное изменение и окисление базальтов, коричневое гало расширяется вовнутрь пород.

Скв. 801. Глубина 5674 м. Ранее скв. 801 была пробурена в рейсе 129 (см соответствующий раздел в



материалах рейса 129).

Осадочный разрез характеризуется пелагическими глинами 56 м, ниже которых 192 м – вулканокластических турбидитов, возможно, альб, которые представляют переотложенный материал цепи симаунтов Магеллановых гор. Вторая пачка – радиоляритовые кремни 125 м, переходящие в 20 м красные радиоляриты и аргиллиты – келловой.

В рейсе 185 было пробурено в той же скважине еще дополнительно 341,4 м.

Пачка 1 – (интервал 8-63,8 м) – кайнозой-маастрихт и голоцен-олигоцен – гомогенные темно-красно-коричневые пелагические глины.

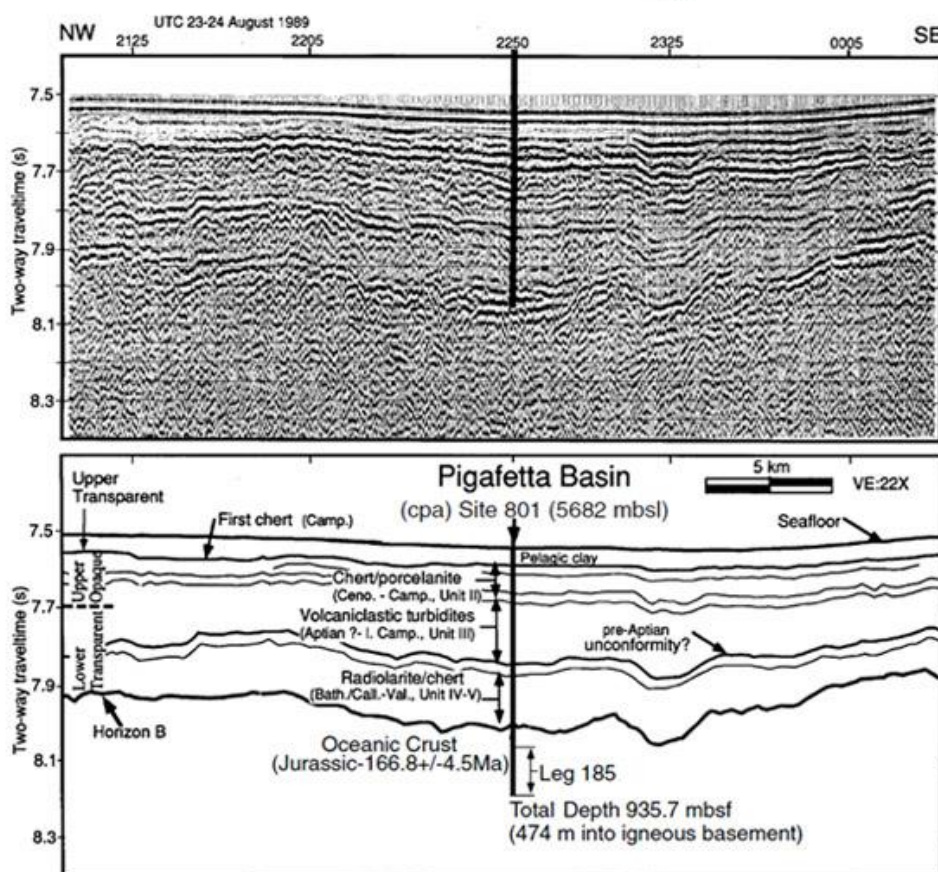


Рис. 1. 58. Вверху расположение скв. 801С. Внизу-сейсмический профиль района заложения скв. 801С и еще ниже – геологический профиль впадины Пигафетта.

Этот – «красно-коричневый полупрозрачный объект» – обычен в пелагических коричневых глинах других скважин Тихого океана. Обычен филлипсит, исключительно редки ихтиолиты, марганцевые нодулы, вулканическое стекло, детритовый кварц. Неясно отсутствие осадочных структур и высокая пористость осадков. Красный цвет осадков определяет окислительные и бентические условия. Глины с отсутствием нанофоссилий, но содержат значительное количество ихтиолитов – поздний миоцен- поздний олигоцен.

Пачка 6 – радиоляриевые кремни и радиоляриевые известняки – (интервал 461,6-590,9м) – келловей или древнее. В рейсе 185 – светлоокрашенные осадочные меж подушечные отложения вскрыты 150 м ниже, датированы – батон-келловей. Различные коричневые и пыльно-красные кремни и известняки содержали объекты, определенные как радиолярии под электронным микроскопом. На основании этих описаний оказалось возможным передатировать возраст базальных осадков скв. 801С как байос-средний бат.

Около 339. 30 м – основания было пробурено в рейсе 185 до глубины 935,70 м. Породы основания преимущественно афировые базальты, мощность которых варьирует от 50 см до 1 м, и они представляют или пиллоу лавы, или потоки, с интервалами брекчий, гиалокластитов и меж подушечных перекристаллизованных осадков. Выделено верхнее сечение щелочных базальтов, нижнее – толеитовых массивных базальтов и разделяющая их гидротермальная зона – 510-530 м. Далее выделено сечение, представленное пиллоу лавами и потоками и нижняя гидротермальная зона – 625 м. Ниже массивных потоков – 840 м мощная зона брекчий и далее вниз по разрезу в интервале 850-930 м – также пиллоу и тонкие потоки. Последний поток, вскрытый в рейсе 129, представлен 2,5 м потоком афировых базальтов. Этот поток имеет номер 32. Литологические пачки скв. 801 с рейса 185 нумеруются, начиная с номера 33 и выделено 28 пачек. Пачка 33 – обломки афировых базальтов с некоторым количеством меж подушечного материала. Пачка 34 – 2 м – поток афирового базальта. Ниже выделены пиллоу лавы пачки 35-37, разделенные кремнистыми пелагическими осадками - пачка 36. Пачка 38 – чередование пиллоу и тонких потоков мощностью от 11 до 68 см с кремнистыми осадками, гиалокластитами и интервалами брекчий.

Чередование пиллоу и меж подушечных материалов продолжается в пачках 46-49.

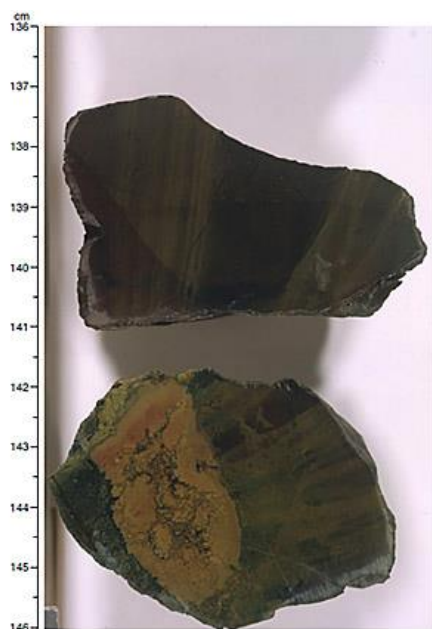


Рис 1. 59. Темно-коричневый и желто-зеленый кремнистые меж подушечные осадки.



Рис. 1. 60 Измененный палео-зеленый базальт и межподушечная брекчия. Красно-коричневый материал, возможно, перекристаллизованный осадок.



Рис 1. 61. Измененная палево-зеленая окраина подушек с измененным стеклом в краях подушек, между которыми интервал зеленого и красно-коричневого меж подушечного материала.



Рис. 1. 62. Граница или контакт между пачкой 48 силифицированной зоны и подстилающим измененным и перекристаллизованным осадком.

Пачка 48 (маркирующий горизонт) представлена желто-коричневыми гидротермальными образованиями), выше и ниже которых интервалы высоко измененных и перекристаллизованных меж потоковых отложений.

Пачка 50 – последовательность афировых пиллоу и потоков и гиалокластитов и брекчий мощностью более 5 см с контактами.

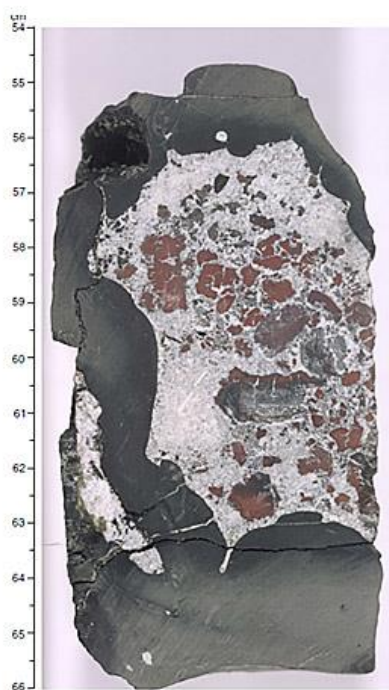


Рис. 163. Основание потока афирового базальта и инкорпорированный межподушечный перекристаллизованный осадок с обломками красно-коричневых кремней.

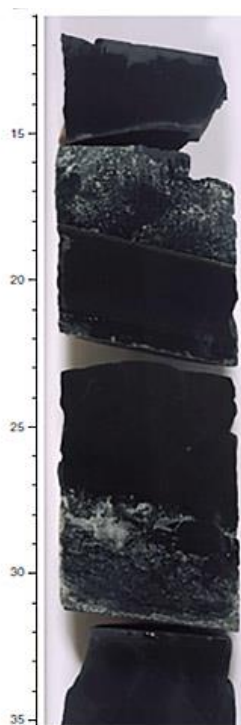


Рис. 1. 64. Тонкий поток с межподушечным или межпотоковым осадком в виде брекчиевого цемента, содержащего угловатые ориентированные обломки микрористаллических афировых базальтов.



Рис. 1. 65. Измененный гиалокластит, содержащий обрывки стекла и закаленные базальтовые фрагменты в сапонитовом и карбонатном цементе.

Пачка 51 – содержит две массивные брекчии афирового базальта с селадонитовым и карбонатным цементом.



Рис. 1. 66. Гиалокластивая брекчия в карбонатном и сапонитовом матриксе с небольшими фрагментами афиритовых базальтов размером от 0.5 до 4.5 см. Не отмечено авторами, что каждый из обломков обрамлен темной каймой изменений.

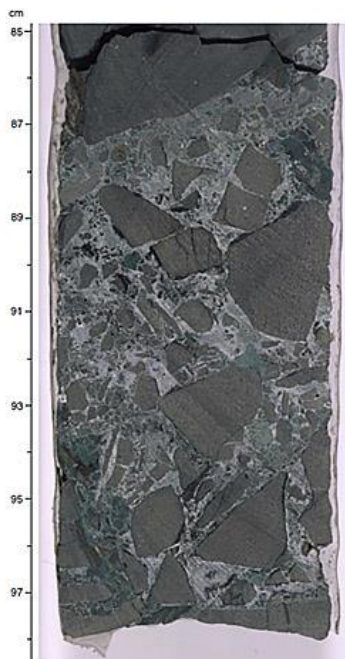


Рис. 1. 67. Брекчия афирового базальта в селадонитовом и карбонатном цементе. Размер обломков от 0.5 до 5 см. Вновь, так же, как и на предыдущем снимке, не отмечены каймы изменения вокруг обломков.

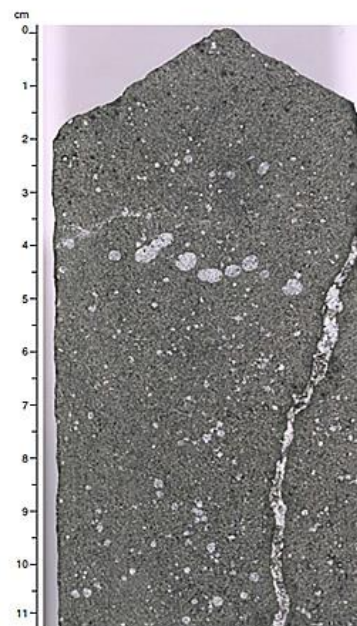


Рис. 1. 68. Удлиненные миндалины 0.5 см, заполненные карбонатом в афировом базальте.

Угловатые обломки базальтов размером 0,5-5 см. Вновь, так же, как и на предыдущем снимке, не отмечены каймы изменений по периферии обломков потока 7 и 9,3 м и так же, как и пачки 52 и 53 представлены потоками, пиллоу и брекчиями. Пачка 54 – поток –12 м. с необычным распределением миндалин – и пятнами интенсивных изменений.

Пачки 58-60 – смешанные – доминируют тонкие потоки, рассеченные жилами, связанными с брекчированием верхних и нижних частей потоков.

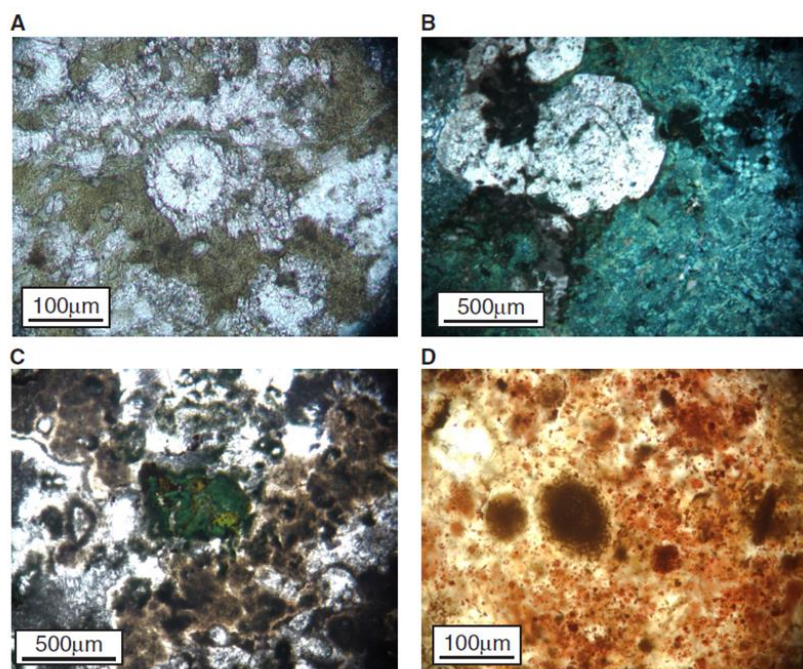


Рис. 1. 69. Микрофотографии меж подушечных отложений. А. Радиоларии, замещаемые кальцитом в матриксе кальцита и смектита. В. Концентрические зоны в кальците в матриксе селадонита. С. Кристаллы селадонита и смектита в матриксе кальцита. Д. Псевдоморфоза по радиоларии с сохранением деталей структуры в межподушечном материале с гидроксидами железа.

Материалы бурения скв. 801 С, несмотря на значительный интерес, тем не менее, вызывает, у пользователя, появление некоторых вполне оправданных вопросов. Прежде всего, остается совсем не ясной литодинамика значительных изменений в базальтах и особо в межбазальтовых горизонтах. Прежде всего, не понятно, каким образом в разрезе сочетаются незначительной мощности миндалекаменные пиллоу базальты и массивные афировые базальты. Как могут располагаться в непосредственной близости субмаринные пиллоу базальты и потоки афировых базальтов? Или в этом случае они субмаринные – тогда здесь не место маломощным массивным афировым базальтам, или же и те, и другие являются мелководными, или наземными образованиями. В пользу второго предположения могут свидетельствовать и гиалокластиты в верхних частях потоков и брекчии, в которых обнаружены разной сохранности радиолярии. Некоторым ключом к пониманию этих неопределенностей, может быть характеристика верхнего красного горизонта надбазальтового, которая выглядит следующим образом: «Пачка 1 – (интервал 8-63,8 м) – кайнозой, маастрихт - голоцен- олигоцен – гомогенные темно-красно-коричневые пелагические глины. Этот – «красно-коричневый полупрозрачный объект» – обычен в пелагических коричневых глинах других скважин Тихого океана. Обычен филлипсит, исключительно редки ихтиолиты, марганцевые нодулы, вулканическое стекло, детритовый кварц. Не ясно отсутствие осадочных структур и высокая пористость осадков. Красный цвет осадков определяет окислительные условия и бентические условия». Из этого следует, что авторы описания этой пачки и нижележащих вулканитов, (складывается впечатление, в силу «концептуальной зависимости») старательно избегают какого-либо упоминания о возможных мелководных условиях формирования и красного горизонта, и меж базальтовых отложений. Это внутреннее противоречие видно из приведенного выше фрагмента, где положение о пелагичности илов вступает в явное противоречие с положением о бентических условиях их формирования.

Рейс 191. Сейсмические наблюдения в северо-западной части Тихого океана, 2001 Kanazawa, T., Sager, W. W., Escutia, C., et al., 2001. Proc. ODP, Init. Repts., 191: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10. 2973/odp. proc. ir. 191. 2001.

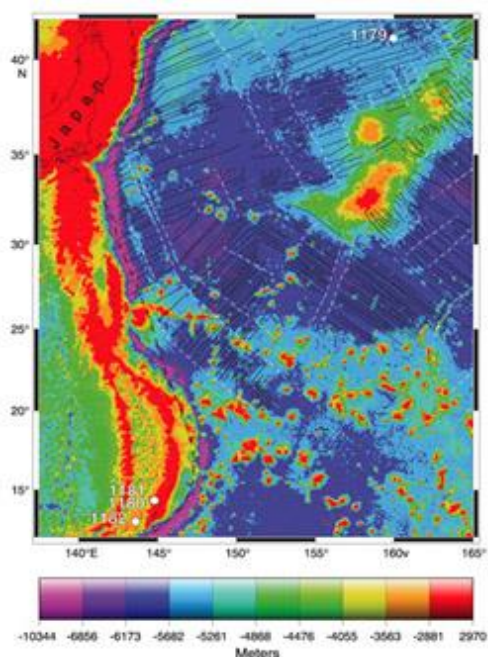


Рис. 1. 70. Схема расположения скважин рейса 191.

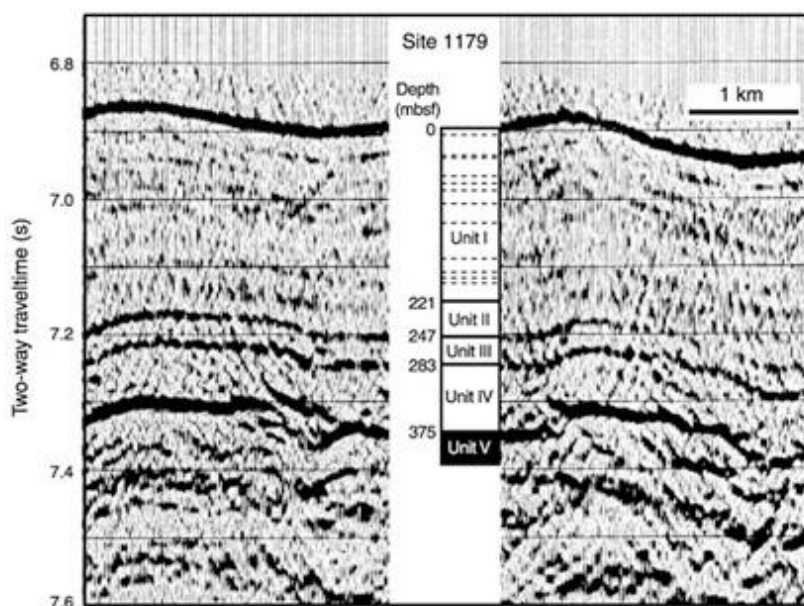


Рис. 1. 71. Корреляция сейсмического профиля и литостратиграфии скв. 1179.

Скв. 1179. Расположена между Японией и севернее поднятия Шатского. Глубина – 5400 м. Пробурено 375 м осадков и 100 м базальтового основания. Осадочная колонна была разделена на 4 части:

Пачка 1 (интервал 0-221,5 м) – поздний миоцен- поздний плейстоцен – глинистые и радиолярий содержащие илы с прослоями вулканического пепла мощностью несколько сантиметров, тонкие прослойки иллитовых глин, обломки кварца и вулканического стекла в илах. Агглютированные фораминиферы присутствуют в образцах верхнего миоцена и плейстоцена. Переход от пачки 1 к пачке 2 – постепенный, но в пачке 2 преобладают не оливково-зеленые илы, как в пачке 1, а цвет их меняется на преобладающе желтовато-коричневый.

Пачка 2 (интервал 221,5-246 м) – начало позднего миоцена - середина позднего миоцена – обогащенные глиной диатомо-радиоляриевые илы сменяются преобладающе глинистой пачкой 3.

Пачка 3 (интервал 246-283,53 м) – ранний миоцен или древнее – выше основания – плохо изучена – кремни и коричневые пелагические глины; зубы и остатки костей рыб; глины компактные, цеолитовые железистые.

Пачка 4 (интервал 283,53-377,15 м) – ранний мел – трещиноватые кремни, пестроцветные трещиноватые, брекчированные, плохо сохранившиеся, сантиметровые прослойки кремней, дециметровые прослойки мела и кремнистых известняков и порцелланитов, радиолярий.

Пачка 5 (интервал – 377,15-475 м) – ранний мел – базальтовая кора. Основание – афировые базальты разделены на 48 потоков; массивные потоки, пиллоу-лавы, разделенные осадками и вулканическими брекчиями. Базальты разделены на: бледно-оливковые – группа 1, без оливковые – группа 2 и обогащенные оливином – группа 3. Базальты верхних пачек отнесены к группе 1, средние 16 пачек – к группе 2 и нижние 24 пачки к группе 3. Первичная минералогия базальтов позволяет отнести их к базальтам СОХ, скорее, чем к базальтам океанических островов.

Стекловатые разности базальтов палагонитизированы. Кальцит, селадонит, сапонит, смектит и цеолиты заполняют трещины и миндалины. Предполагается, что изменения базальтов происходили при температуре 10-20°C.



Рис. 1. 72. Базальт пачки 1 с кольцами Лизеганга.

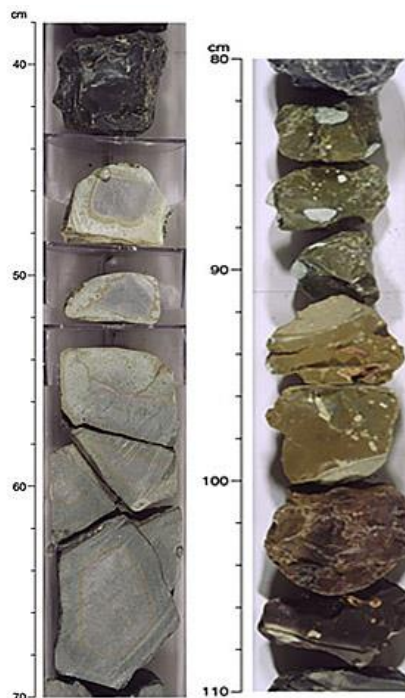


Рис. 1. 73. Примечательная окраска кремней в пачке 4 (фото справа).



Рис. 1. 74. Верхняя часть базальтового основания в скв. 1179D. Высоко измененный афировый базальт перекрыт коричневым кремнем. Непосредственный контакт осадков и основания не вскрыт (фото слева).

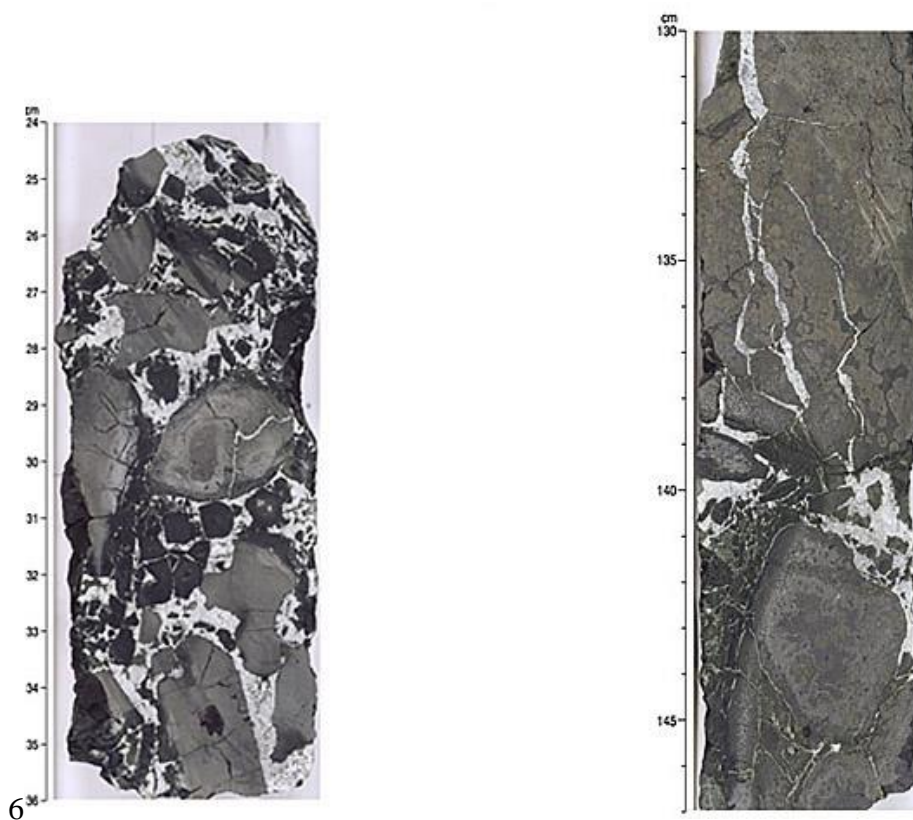


Рис. 1. 75. Базальтовая брекчия с обломками гиалокластитов и лав в карбонатном цементе. Важно отметить краевые каймы изменений, что означает здесь и в других случаях, по периферии обломков происходили до их попаданий в цемент.

Рис. 1. 76. Базальтовая брекчия с измененными обломками стекла. Цемент и жилки – карбонатный материал.

Не лишне привести абзац авторов описания керна св. 1179 рейса 191, касающийся заключения по поводу генезиса тех изменений, которые достаточно подробно приведены в тексте раздела «Синтез». Следовательно, используя эти данные, мы можем заключить, что околдонный метаморфизм (subseafloor metamorphism) базальтов

скв. 1179 имел место при температурах менее 50 град. С, с возможными изменениями температур от 10 до 30 град. Отсутствие хлорита в таких низкотемпературных условиях соответствует, по А. Миаширо (Miyashiro, 1981), уровню метаморфизма низов и середины цеолитовой фации. Эти очень низкотемпературные изменения базальтов могут быть описаны как тип «субмаринного выветривания (submarine weathering)».

Характерно, что подобное заключение, мало чем обоснованное, относится к большинству материалов описания скважин и это, несмотря на неоднократное упоминание о «кольцах Лизеганга», в особенности о таких типоморфных минералах как смектит, селадонит и пр, безусловно неустойчивых в пределах цеолитовой фации. Все это – откровенная причина не принимать версию об окислительных изменениях базальтов, присутствию массивных потоков пиллоу лав, гялокластитов в верхних частях потоков и присутствия в верхней надбазальтовой части разреза – красного горизонта глин – аргиллитов, обладающего типичными признаками субаэральных кор выветривания – формация Лайн. Дополнительно следует отметить, что становление верхних частей разреза скв. 1179 плейстоцен - миоцен (из разреза выпадают верхний мел- палеоцен - эоцен - олигоцен) сопровождается, так же, как и в бассейнах Науру и Пифагетта, формированием в разрезе прослоев кластогенных отложений с агглютированными, в частности, фораминиферами, что так же, как и в упомянутых случаях, является свидетельством активного проявления, во время перерывов, проявления активного вулканизма и формирование на удалении от них шлейфов обломочных потоков. Т.е. здесь, так же, как и, в упомянутых абиссальных впадинах, сочетались процессы воздымания – активного вулканизма в сопредельных поднятиях – поднятие Шатского и комплементарное погружение с обломочными потоками в пределах абиссальных равнин.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект, 2001 Lyle, M., Wilson, P. A., Janecek, T. R., et al., 2002 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 199. //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 199. 2002.

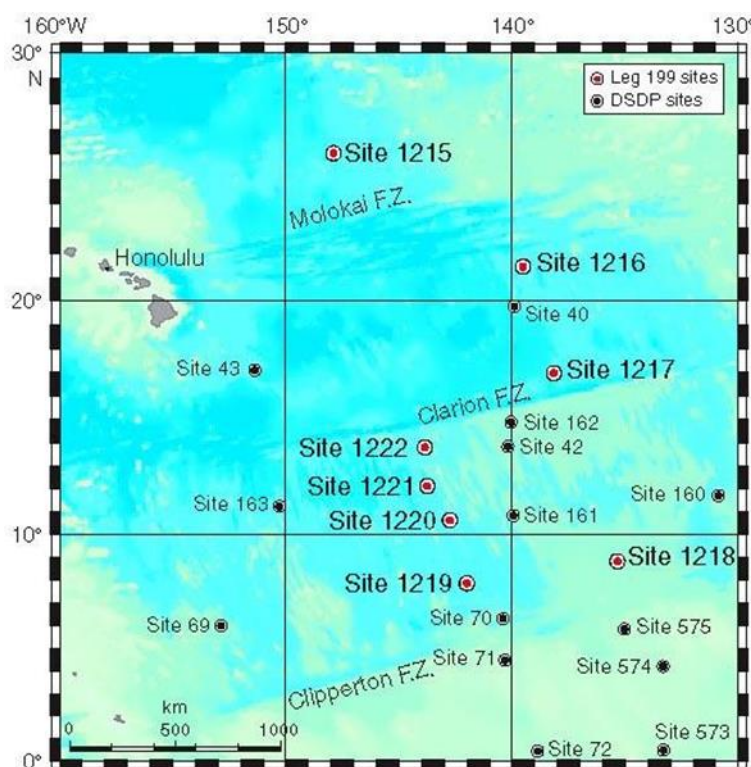


Рис. 1. 77. Карта расположения скважин рейса 199.

Скв. 1215. Глубина – 5396 м; проходка – 75,4 м (1215А); 82,8 м (1215В). Скважина расположена к северу от трансформного разлома Молокаи в пределах типичной зоны холмов абиссальной равнины. В разрезе скважины выделены четыре пачки.

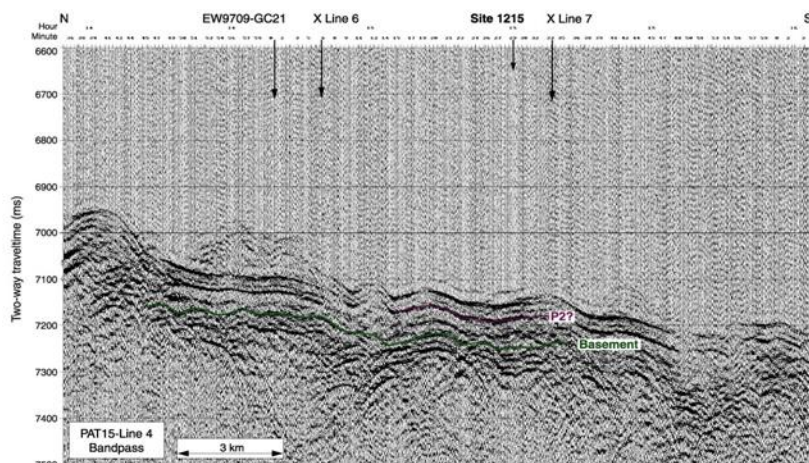


Рис. 1. 78. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 1215.

Пачка 3 (интервал 67,2-69,2 м) – позднейший палеоцен – очень темно-коричневые «металлизированные осадки» – часто по степени присутствия в них гидроокислов железа и марганца определяемые как «оксидный ил», содержат немного глины, непосредственно залегают на базальтах пачки 4 (~26% Fe и 9% Mn).

Пачка 4 (интервал 69,2-76,2 м) – поздний палеоцен – галька в основании разреза скв. 1215А и В. Галька – коричневатые окисленные и ожелезненные афанитовые базальты: диаметр гальки – до 3 см.

Скв. 1217. Глубина – 5342 м; проходка – 145,20 м (скв. 1217А), 86,5 м (скв. 1217В), 79,5 м (скв. 1217С); керн – 89,94 м (скв. 1217А), 61,49 м (скв. 1217В), 46,82 м (скв. 1217С). Севернее разлома Клиппертон – абиссальные холмы, типичные для центра Пацифика.

В скважине вскрыты: 145 м пелагических глин, радиоляриевого ила, кремней и нанофосфильного мела (1,1 м) и 30 см базальтов.

Пачка 1 (интервал 0-52 м) – голоцен- средний эоцен – темно-желто-коричневые и очень темно-коричневые глины; количество цеолитов и гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу. В глинах присутствуют железомарганцовистые нодулы, кремнистые прослои и стекловатые прослои пепла. Внутри пачки 1 – темно-коричневый нанофосфильный ил – нижний олигоцен. Прослой витрического пепла.

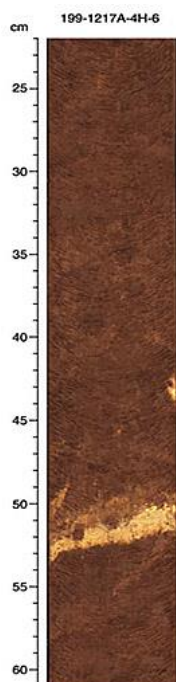


Рис. 1. 79. Прослой пепла в нанофосфильном иле пачки 1.

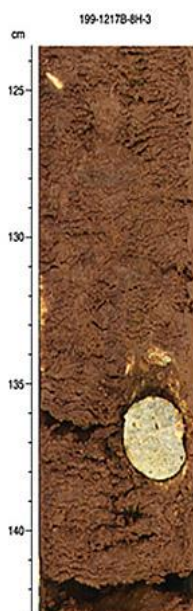


Рис. 1. 80. Галька пемзы в пачке 2а.

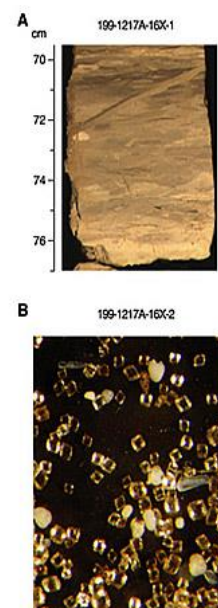


Рис. 1. 81. А. Нанофосфильный мел с глиной и доломитом - пачка 3. В – доломитовые ромбы.

Пачка 2 (интервал 52-128 м) – средний-ранний эоцен; радиоляриевые илы с глинами, глинистые нанофоссильные илы, кремни и глины, темно-фиолетовые илы с увеличением глины вниз по разрезу, светло-коричневые пепловые туфы. Обломки пемзовых галек до 3-х см. Пачка 2b – преимущественно кремни.

Пачка 3 (интервал 128-129 м) – ранний эоцен – нанофоссильный мел с глиной и доломитом, светло – и темно-коричневые глины, и алевролит.

Пачка 4 (интервал 129-138 м) – поздний палеоцен – мелкозернистые, выветрелые базальты с афанитовой структурой. Глина среди обломков с нанофоссилиями – поздний палеоген.

Красные глины и радиоляриевые глины в большинстве своем лишены известковистых микрофоссилий за исключением нескольких коротких интервалов. Фоссилии в верхней части разреза – ихтиолиты находятся совместно с агглютинированными бентическими фораминиферами. Нижележащие радиоляриевые глины содержат ассоциации радиолярий средне-поздне-эоценового возраста. Этот возраст подкреплен известковистыми нанофоссилиями и бентическими фораминиферами. Горизонт 1,13 м нанофоссильного мела (интервал 128,1-129,2 м. пачки 3) содержит разнообразную и в среднем хорошо сохранившуюся ассоциацию нанофоссилий, планктонных фораминифер и бентических фораминифер – нижнего эоцена. Присутствие редких, плохо сохранившихся бентических фораминифер, типичных для позднего палеоцена в керне 99 – (скв. 1217А) позволяет считать, что скважина могла пробурить границу палеоцен-эоцен. Однако присутствие нижнеэоценовых нанофоссилий в тех же образцах позволяет считать, что бентические фораминиферы были привнесены из более древних слоев.

Скв. 1218. Глубина – 4828 м; проходка – 276,8 м (скв. 1218А), 263,5 м (скв. 1218В), 256,8 м (скв. 1218С); керн – 266,42 м (скв. 1218А), 259,25 (скв. 1218В), 198,05 м (скв. 1218С). Расположена к северу от разлома Клиппертон в центральной тропической части Тихого океана.

Пачка 1 (интервал 0-52,1 м) – голоцен- ранний миоцен; радиоляриевые глины и глины с цеолитами – светло- и темно-коричневые, прослой нанофоссильных илов. Один прослой с марганцевыми нодулями.

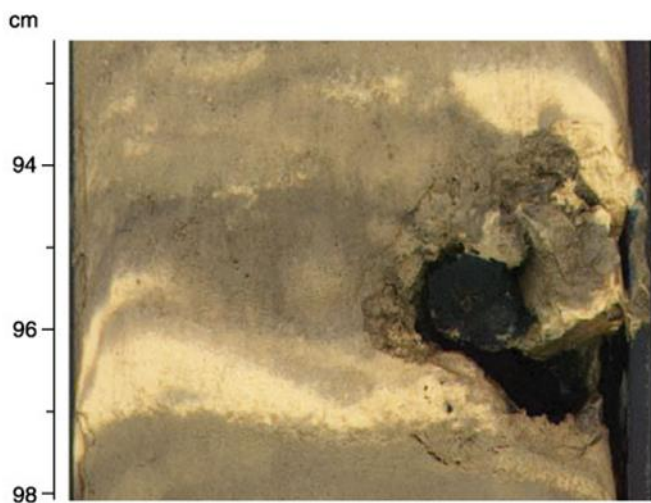


Рис. 1. 82. Марганцевый нодуль в пачке 1.

Пачка 2 (интервал 52,1-216,9 м) – ранний миоцен – ранний олигоцен – нанофоссильные илы, глинистые радиоляриевые илы и мел; цвета коричневые до белого, спорадически присутствуют прослой с фрагментами туфов. Обнаружен микротектит. Изменения литологии с градиционными контактами. Спорадически присутствуют обломки пемзы размерами от мм до см, фрагменты и нодули кремней.

Пачка 3 (интервал 218-252,2 м) – олигоцен-средний эоцен – переслаивание радиоляритов и нанофоссильного мела с примесью (до 30%) глин и с прослоями кремней. Цвет – темно-коричневый.

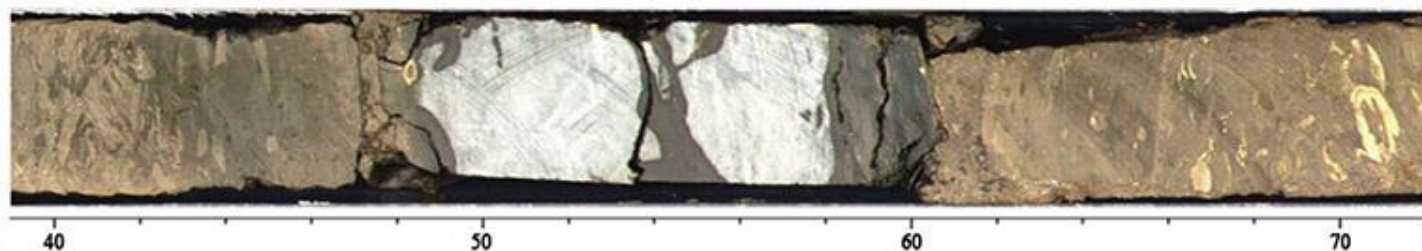


Рис. 1. 83. Прослой кремней в пачке 3.

- Пачка 4 (интервал 250,2-274,3 м) – средний эоцен – нанофосильный мел с доломитом;
 4а – бледно-коричневый, белый мел с примесью глин – 10-30%;
 4б – темно-желто-коричневый нанофосильный мел с доломитом и глиной;
 Пачка 5 (интервал 274,3-274,34 м) – средний эоцен – сантиметровые фрагменты выветрелых базальтов.

Скв. 1219. Глубина – 5063 м; проходка – 250,8 м (скв. 1219А), 158,0 (скв. 1219В); керн – 240,4 м (скв. 1219А), 138,55 м (скв. 1219В). Скважина расположена к северу от разлома Клиппертон, в районе абиссальных холмов.

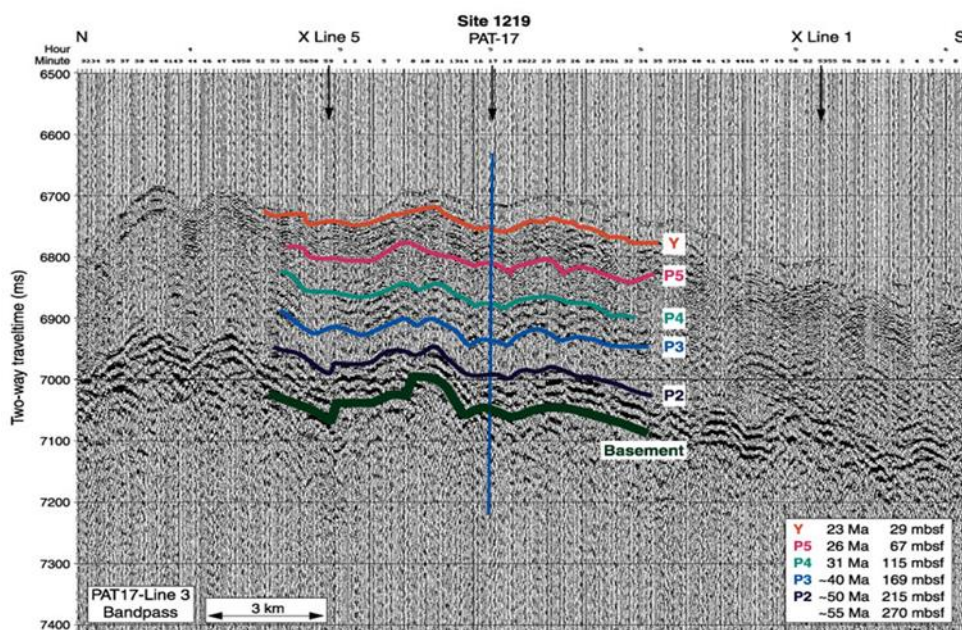


Рис. 1. 84. Сейсмический профиль района заложения скв. 1219 с отображением сейсмических горизонтов и их возрастов.

Пачка 1 (интервал 0-30 м), голоцен-ранний миоцен – радиоляриевые илы и глины; верхняя часть – глины темно-желто-коричневые; илы – от коричневатых до серых; ниже 14,6 м – радиоляриевые илы. Диатомеи, спикулы губок, оксиды железа и фораминиферы, и вулканическое стекло присутствуют в заметных количествах.

Пачка 2 (интервал 30-150,8 м) – ранний олигоцен-ранний миоцен – нанофосильный ил, нанофосильный ил с радиоляриями и глиной; ниже 123 м – увеличивается количество глины – цвет - розовой, красно-желтый. В основании пачки – зубы рыб.

Пачка 3 (интервал 150,8-234,2 м) – поздний эоцен – в основном радиоляриевый ил со значительной примесью глины в верхней и нижней частях пачки.

3а – (интервал 150,8-224,5) – радиоляриевая глина и ил; присутствуют гидроокислы железа, вулканическое стекло, зубы рыб; агрегаты манганооксидов, пиритовые конкреции;

3б – (интервал 224,5-234,2 м) – средний эоцен – радиоляриты, кремни и цеолитовая глина – красно-желтая.

Пачка 4 (интервал 234-244,8 м) – ранний эоцен – известковый мел и мел с глиной. Породы окрашены в коричневые и красновато-коричневые тона. Внизу пачки, выше горизонтов базальтов, залегает прослой 14 см коричневого мела с фрагментами измененного (окисленного и ожелезненного) базальта. Пачка 4 перекрывает базальты пачки 5. Здесь присутствует стекло, интенсивно выветрелый и фрагментированный базальт.

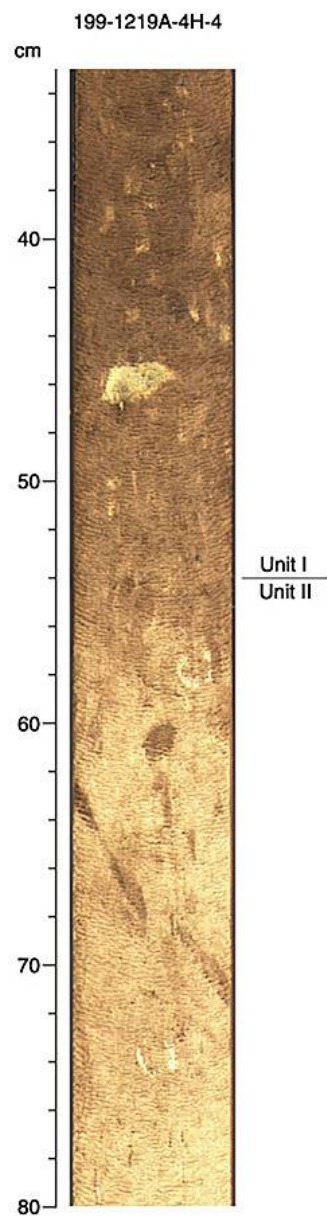


Рис. 1. 85. Переход от пачки 1 к пачке 2.

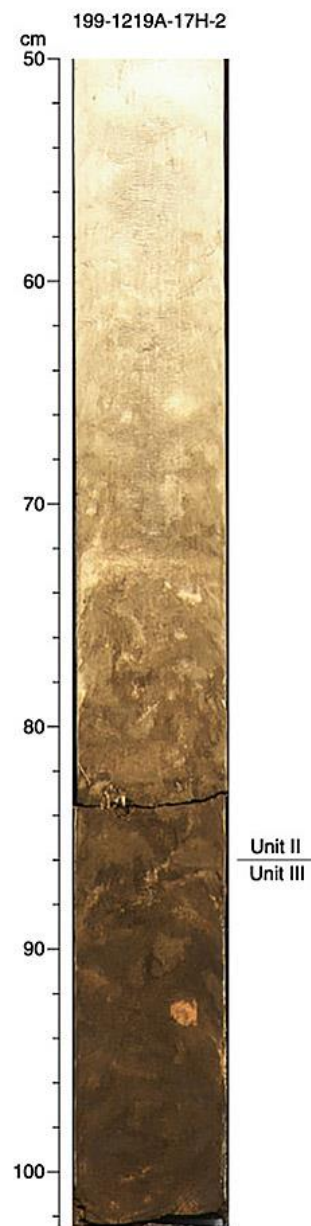


Рис. 1. 86. Переход от пачки 2 к пачке 3.

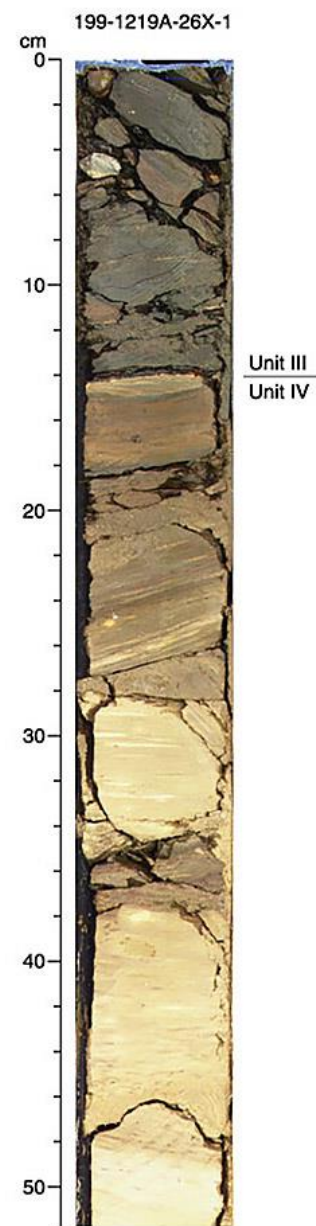


Рис. 1. 87. Переход от пачки 3 к пачке 4.

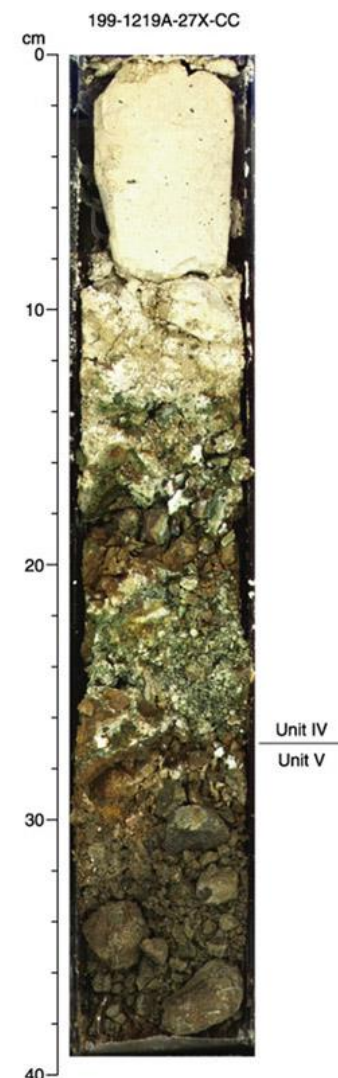


Рис. 1. 88. Переход от пачки 4 к пачке 5.

Пачка 5 (интервал 244,8-250,8 м) – ранний эоцен – выветрелые мелкозернистые фанеритовые базальты. Кальцитовые жилки – миллиметровые внутри базальтов.

Скв. 1222. Глубина 4989 м; проходка – 107,3 м (скв. 1222А), 64,4 (скв. 1222Вм (скв. 1222А)), 63,77 м (скв. 1222В). Расположена южнее разлома Клиппертон, район абиссальных холмов.

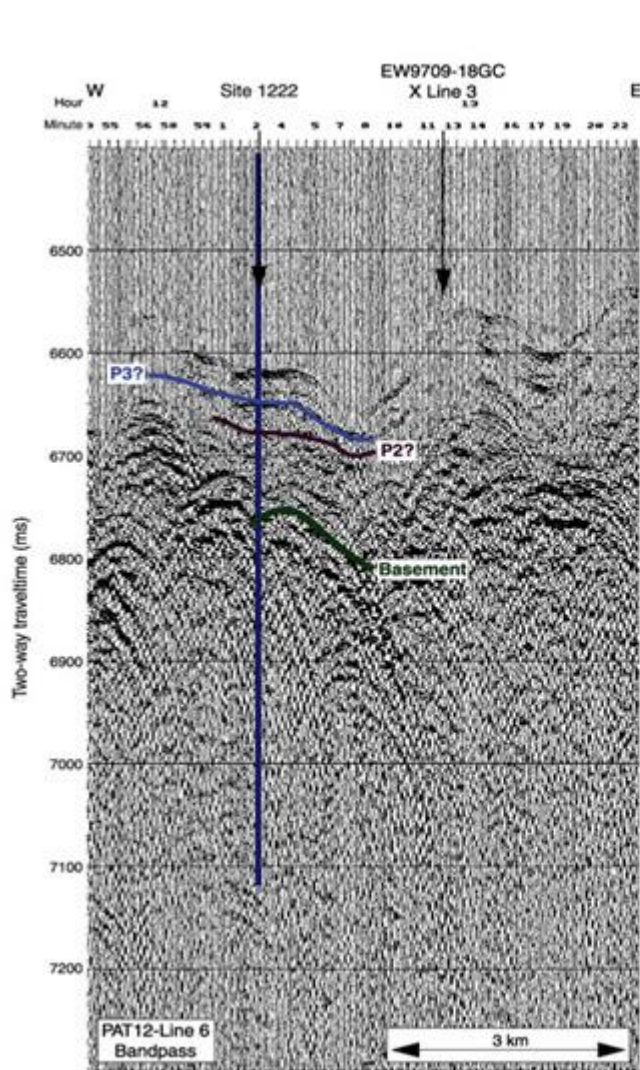


Рис. 1. 89. Сейсмический профиль района заложения скв. 1222.

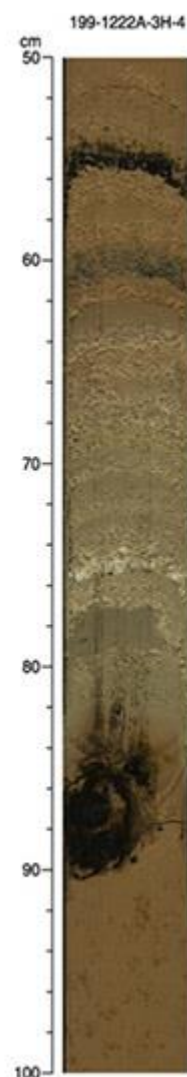


Рис. 1. 90. Полосчатые диатомовые илы пачки 1.

Пачка 1 (интервал 0-54,9 м) – голоцен-ранний олигоцен – светло-желто-коричневые цеолитовые глины с рассеянными магнезиальными нодулями; диатомовые глины и илы. Компоненты: оксидные минералы, цеолиты, вулканическое стекло и спикулы губок.

1а (интервал 0-40,5 м) – желтовато-коричневые темно-серо-коричневые глины с цеолитами, гидроокислы железа и марганцовые нодули (2-3 мм до 5 см).

1б (интервал 40,5-54,9 м) – ранний олигоцен – радиоляриевые глины, серо- и темно-коричневые; оксиды, цеолиты, вулканическое стекло и спикулы губок.

Пачка 2 (интервал 54,9-58,9 м) – ранний олигоцен – темно-коричневые, коричневые нанофосильные илы, присутствуют гидроокислы железа, цеолит, вулканическое стекло.

Пачка 3 (интервал 58,7-66,6 м) – средний-ранний эоцен – темно-коричневые железо-оксидные глины с цеолитами, оксиды до 35 %

Пачка 4 (интервал 66,6-97,7 м) – ранний эоцен – кремни темно-коричневатые, только фрагменты. Выше

базальтового основания вскрыты фрагменты кремней – черные, выше по разрезу имеют коричневую кайму; в самом низу разреза небольшие фрагменты красных аргиллитов, смешанные с брекчией кремней.

Пачка 5 – (интервал 97,7-97,8 м) – ранний эоцен – базальты мелкозернистые, выветрелые с афанитовой структурой.

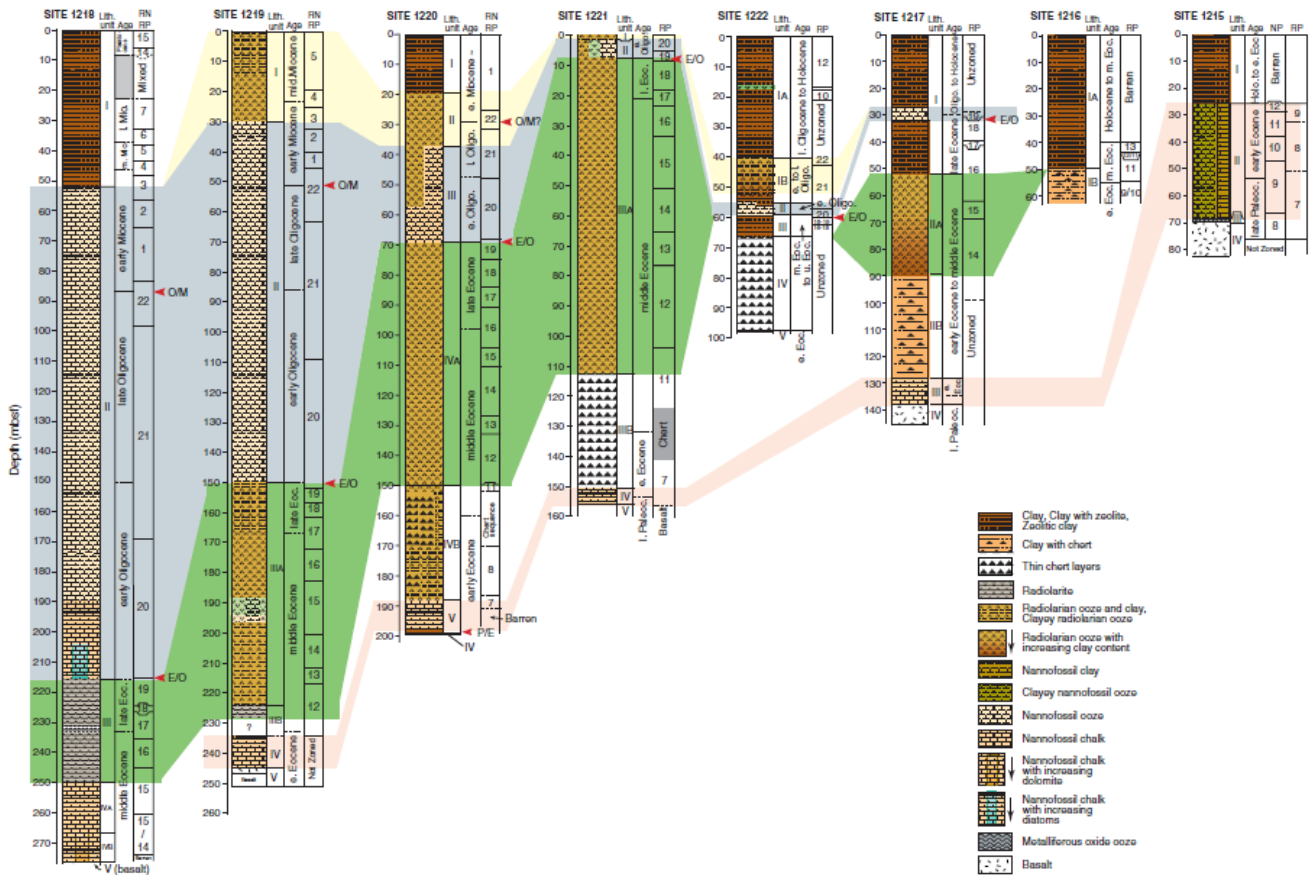


Рис 1. 91. Сопоставление разрезов скважин рейса 199. Условные обозначения сверху вниз: глины, цеолитовые глины; глины с кремнем, тонкие прослои кремней, радиолариты, радиолариевые илы с увеличением содержания глин, нанофоссильные глины, глинистые нанофоссильные илы, нанофоссильный мел, нанофоссильный мел с увеличением доломита, нанофоссильный мел с увеличением диатомей, железненный оксидный ил, базальт.

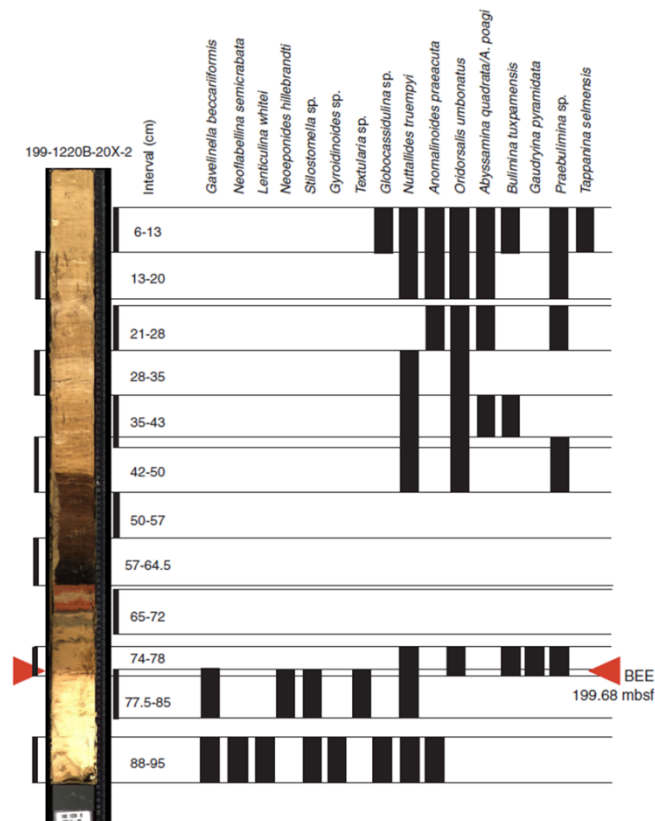


Рис. 1. 92. Фото и диаграмма стратиграфического распределения бентических фораминифер в разрезе скв. 1220 (198,90-199,5 м). Красный треугольник 199. 68 м – граница палеоцен – эоцен, представляющий событие вымирания бентических фораминифер.

Рейс 320. Тихоокеанский экваториальный трансект. Pfluke, H., Lyle, M., Nishi, H., Raffi, I., Gamage, K., Klaus, A., and the Expedition 320/321 Scientists Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Pacific Equatorial Age Transect Volume 320/321 //doi:10.2204/iodp.proc.320321.101.2010.

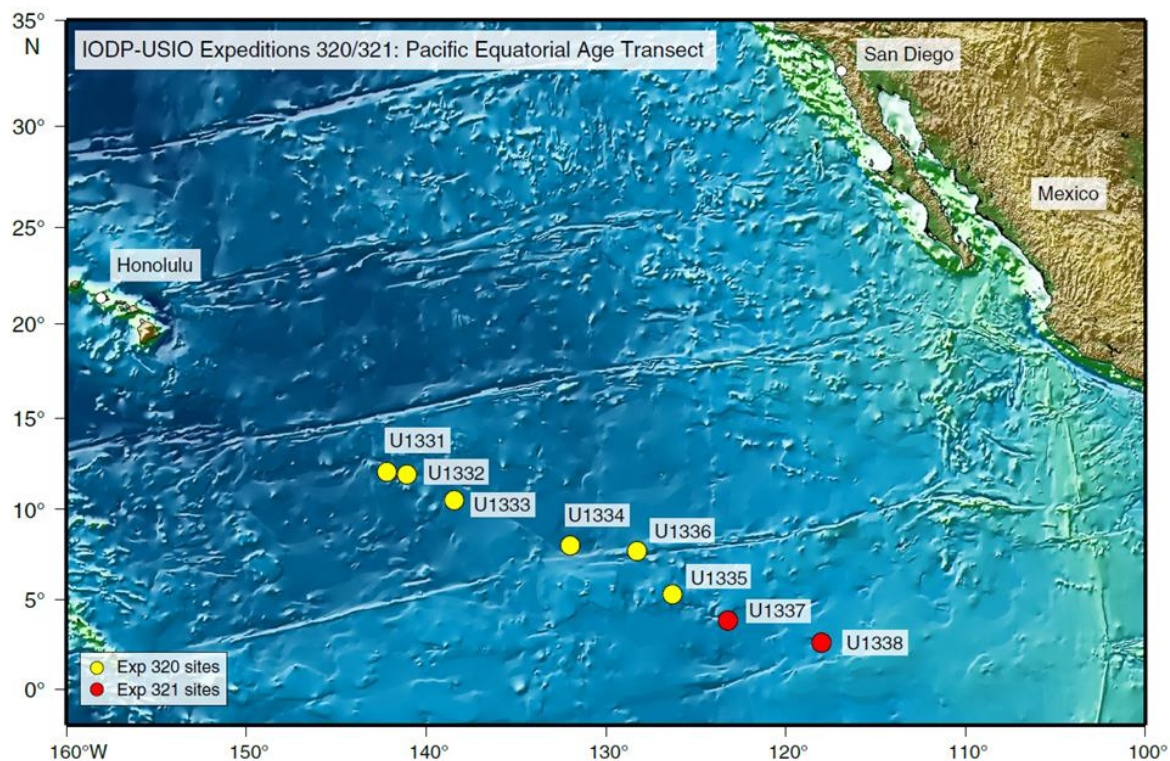


Рис. 1. 93. Размещение скважин рейсов 320 и 321. Сква. Рейса 320 – желтые кружки; 321 – красные кружки.

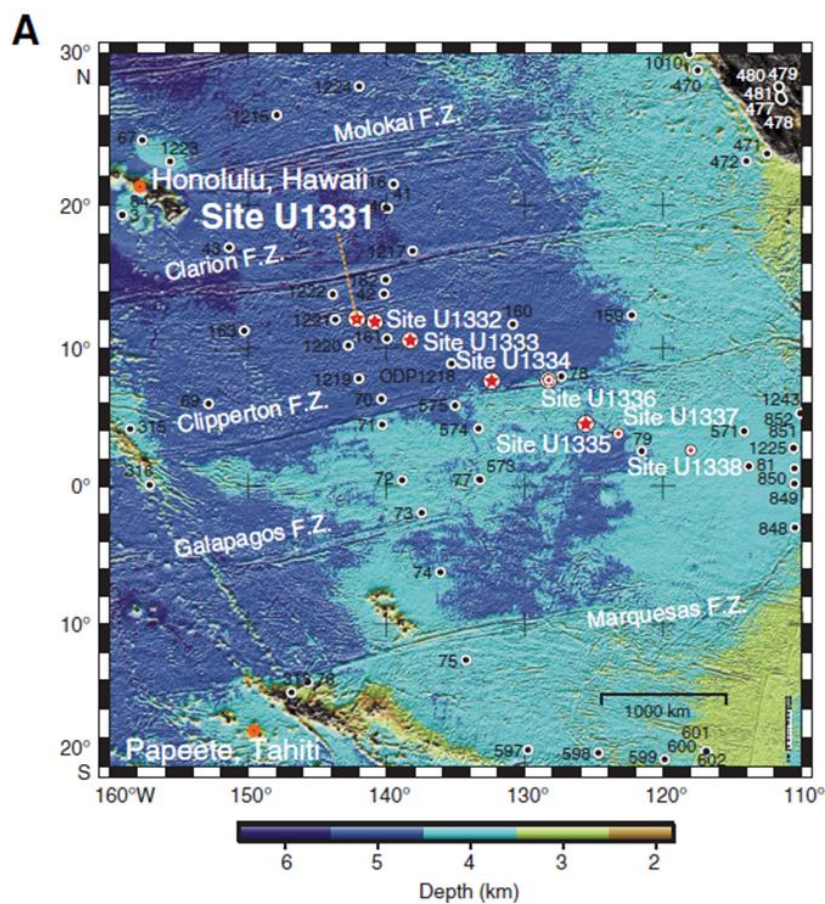


Рис. 1. 94. Батиметрическая карта размещения скважин рейса 320 и скважин предыдущих рейсов, а также скважины U1331.

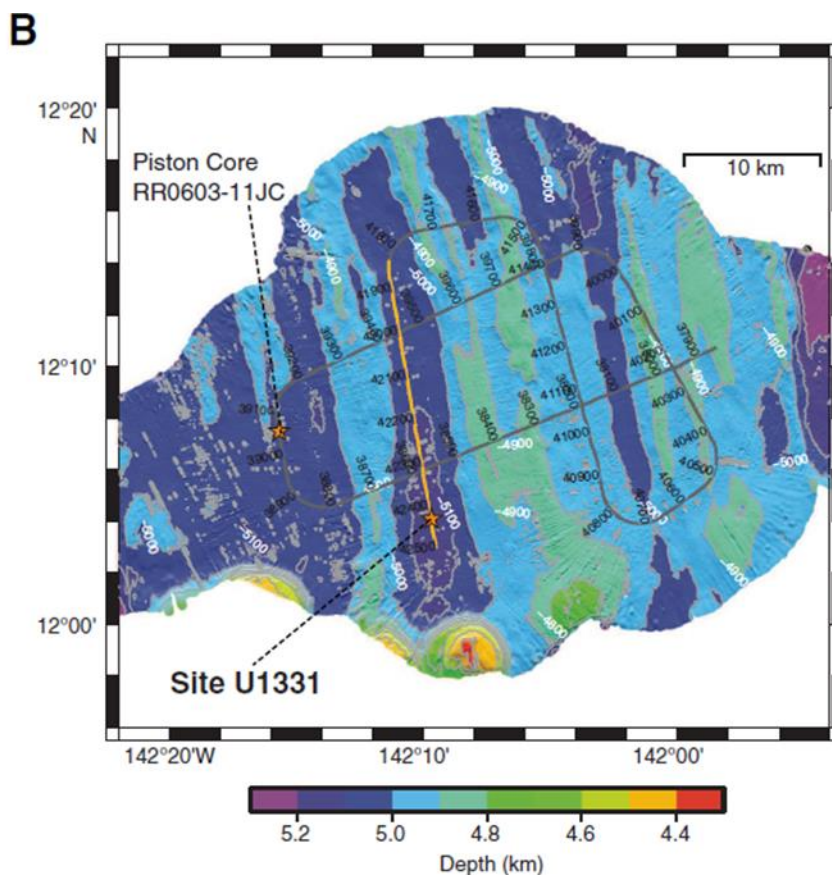


Рис. 1. 95. Батиметрия района заложения скв. U1331

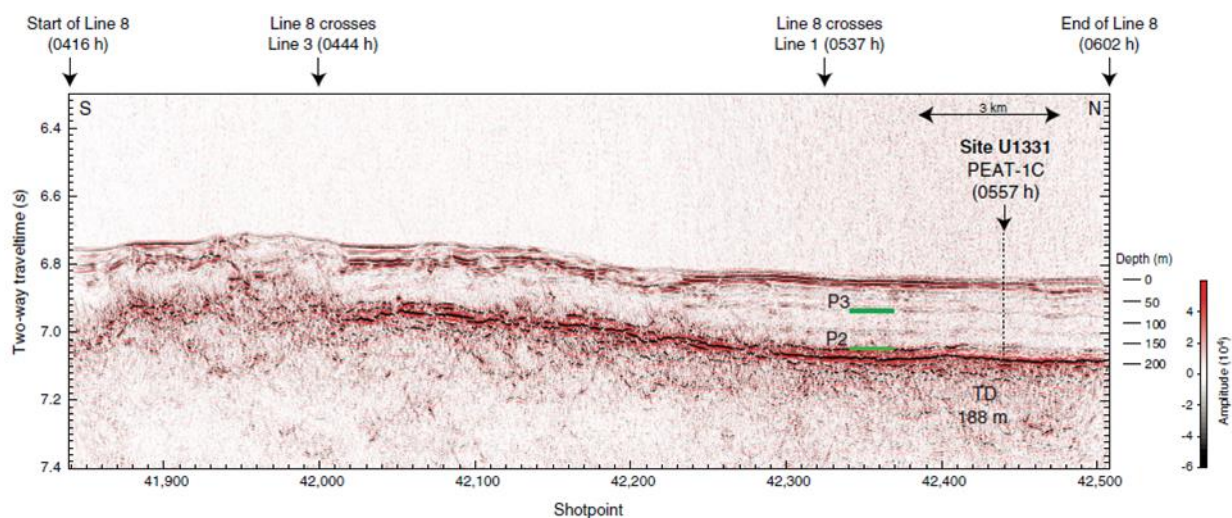


Рис. 1. 96. Сейсмический профиль района заложения скв U1331. Цветом показаны линии сейсмических отражений.

Скв. U1331. Глубина 5116 м расположена в 700 км севернее разлома Клиппертон и в 300 км южнее разлома Клариян в районе абиссальных холмов. Бурение скважины U1331 вскрыло 189 м пелагических отложений, перекрывающих базальтовое основание.

Самые верхние ~ 6 м керна – поздний неоген (от 400 тыс. лет до 6 млн. лет) датирован на основе радиоляриевой биостратиграфии, представлен палево- и темно-коричневой глиной с радиоляриями и марганцевыми микронодулями. Эти отложения подстилаются ~ 94 м отложений от олигоцена до позднего эоцена и сложены палево-коричневым нанофосильным и радиоляриевым илом. Контакты между литологическими разновидностями резкие с прослоями более грубозернистых и более карбонатных пород с планктонными и бентическими фораминиферами,

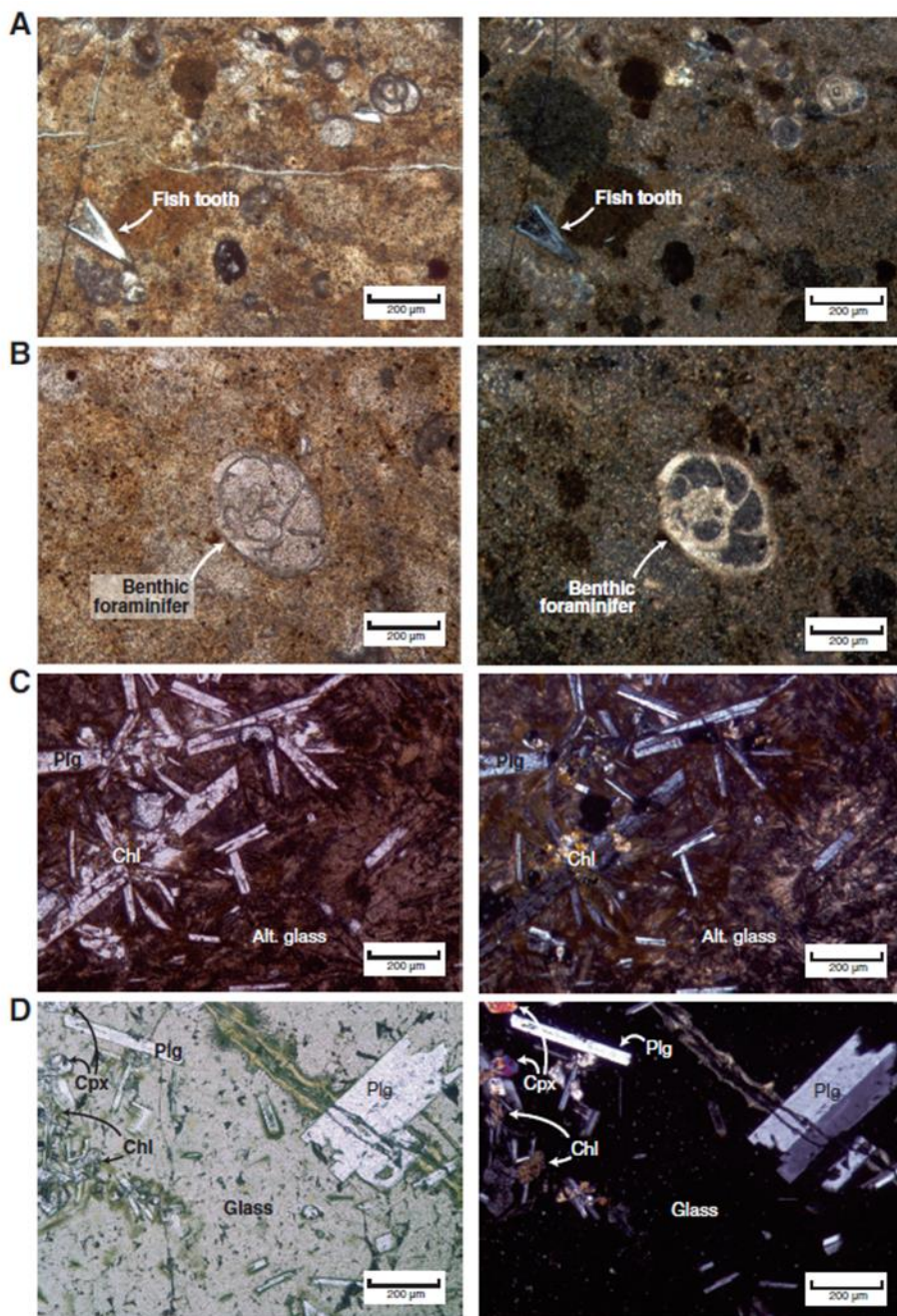


Рис. 1.97. Фотографии шлифов; слева проходящий свет, справа - николи скрещены. А. В. Конгломераты, фораминиферы, зубы рыб и грубые глинистые обломки. Известковистые бентические фораминиферы. С. В. Структура базальтов основания.

иногда карбонатно обогащенные, включая планктонные и бентические фораминиферы.

Пачка 3 – (интервал 97,10-156,8 м) – радиоляриевые илы с глинами и порцелланидами – темно-желто-коричневые. С градиционной слоистостью и полосчатостью с резкими границами слоев.

Пачка 4 – (интервал 186,51-189,48 м) – эоцен – известковистые илы и глины – коричневых оттенков; в основании 1.2 м – известковистые илы с конкрециями и красноватыми полосами.

Пачка 5 – (интервал 187,02-187,21 см) – эоцен – базальт.

Турбидиты в осадочных отложениях скв. U1331 значительно различаются. Многие из них имеют едва заметные изменения в размере зерна, в то время как другие содержат песочный и даже галечный материал. Наблюдаются самые грубые зерна, в пределах частично литифицированных конгломератов, в слое песка мощностью 1 см в субпачки Пс скв. U1331В.

ниже которого вскрыты (~ 87 м от раннего-среднего эоцена до раннего эоцена) радиоляриевые илы с чередованием нанофоссильных иловых, глинистых порцелланитов. Мало-мощная пачка (1,9 м) раннего эоцена – известковый ил и цеолитная глина были вскрыты в основании осадочной пачки над базальтом. Мелкозернистые базальтовые фрагменты размером от 1 до 5 см были вскрыты в основании разреза скв. U1331А. Граница эоцен-олигоцен фиксируется вымиранием планктонных фораминифер *Nantkenina*. Бентические фораминиферы показывают хорошую сохранность, в то время как планктонные фораминиферы сильно растворены. В разрезе скважины выделены четыре главных литологических пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-6,52 м) – неоген – коричневые темно-серые, темно-коричневые глины с радиоляриями и микродулями. Железomagнезиальная кора обнаружена в интервале 74-85 см от вершины разреза.

Пачка 2 – (интервал 6,52-97,10 м) – олигоцен-средний миоцен – нанофоссильные и радиоляриевые илы палево- и желто-коричневые,

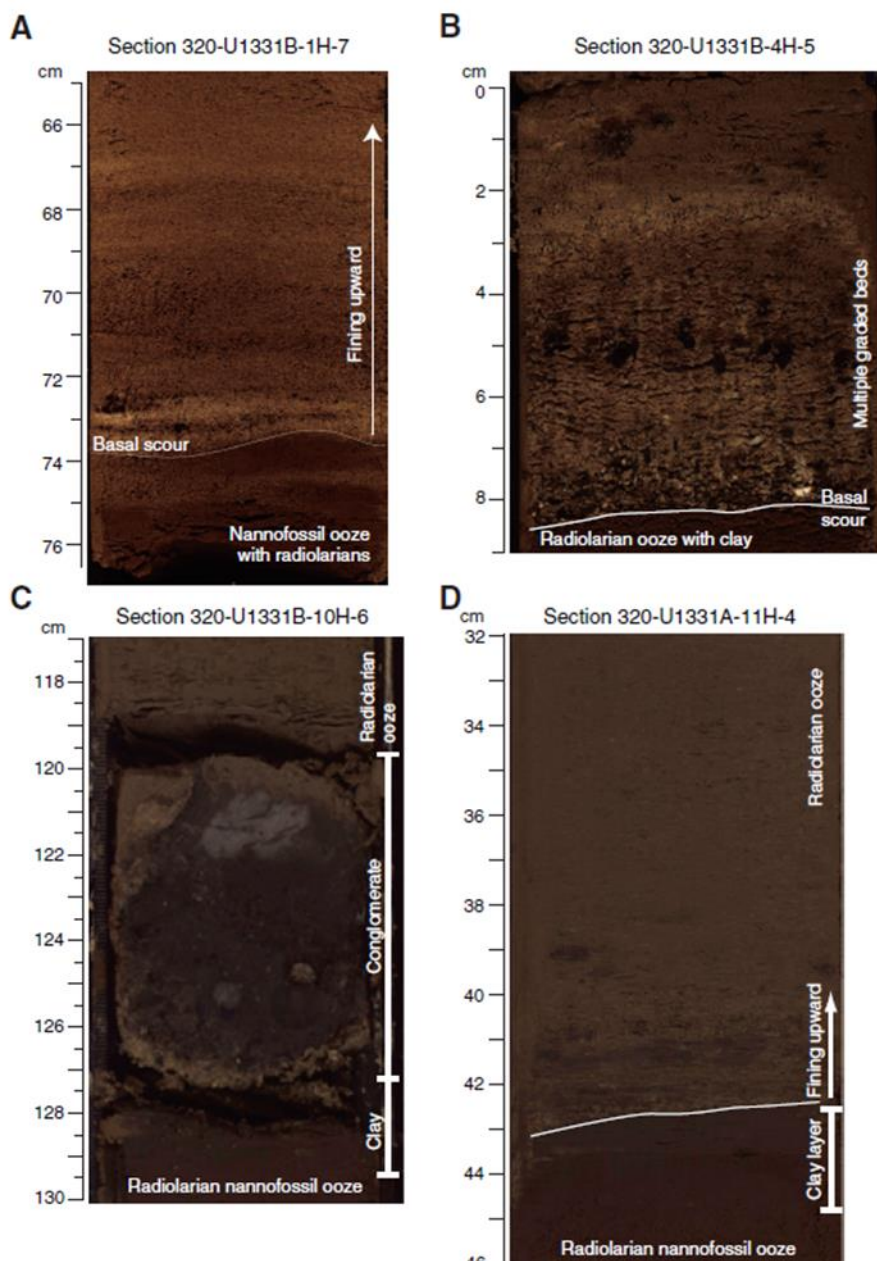


Рис. 1. 98. Фото керн турбидитов. А. Субпачка 2А. В. То же субпачка 2В. С. Частично литифицированный конгломерат, содержащий крупные (до 2 см) угловатые и субокруглые обломки илов, карбонатные микрофоссилии и песчаный цемент. Субпачка 2 С. D. Базальная часть трансгрессивной части разреза.

Анализ тонкой фракции показывает, что сантиметровые угловые разрывы обломков аргиллита и биометрические компоненты миллиметрового и микрометрического масштаба содержатся в мелкозернистой, частично силикатной матрице глины (микросталлический кварц). Основными биогенными компонентами являются бентосные и планктонные фораминиферы. Фораминиферы и нанофоссилии сохраняют известковый состав (они не были окклюдированы), но камеры фораминифер обычно заполняются халцедоном. Рассматривается специальный раздел гравитационные потоковые отложения (Gravity flow deposits), признаками проявления которых являются резкие не правильные контакты с изменением цвета пород, перекрытые более грубозернистыми и более карбонатными отложениями, включая планктонные и бентические фораминиферы или обрамленные не прозрачной каймой осадки, не встречающиеся ниже этого контакта, нередко имеющего признаки эрозионности. Такие участки интерпретируются как продукты событий массовых потоков, подобных турбидитовым течениям, связанным, возможно, с переработкой осадков, которые были первоначально образованы в симаунитах, лежащих в нескольких километрах южнее: современная глубина поднятия на более чем 500 м ниже, чем скв. U1331. Количество турбидитов, установленных в скважинах, различается в различных скважинах. Например, осадки в 7 см

ниже базального размыва датируются олигоценом, в то время как вышележащие глины – плиоцен-плейстоценом. Эти несогласия интерпретируются как падение основания турбидита из-за эрозионной природы базального контакта.

Турбидиты, вскрытые в скважине, значительно варьируют во внутреннем строении и степени выраженности в текстуре осадочных слоев. Размеры обломочных зерен в турбидитах варьируют от галечных до песчаных. Прослой конгломератов окружены слоем около 1 см песков, перекрываемых горизонтами глин внутри радиоляриевых илов. Литифицированные конгломераты имеют длину до 7 см. Биогенные компоненты в таких горизонтах представлены бентическими и планктонными фораминиферами, радиоляриями и нанофоссилиями. Фораминиферы часто заполнены халцедоном.

Скв. U1332. Глубина 4924 м. Расположена в 120 км юго-восточнее скв. U1331 и в 759 км севернее разлома Клиппертон и в 380 км южнее разлома Кларион.

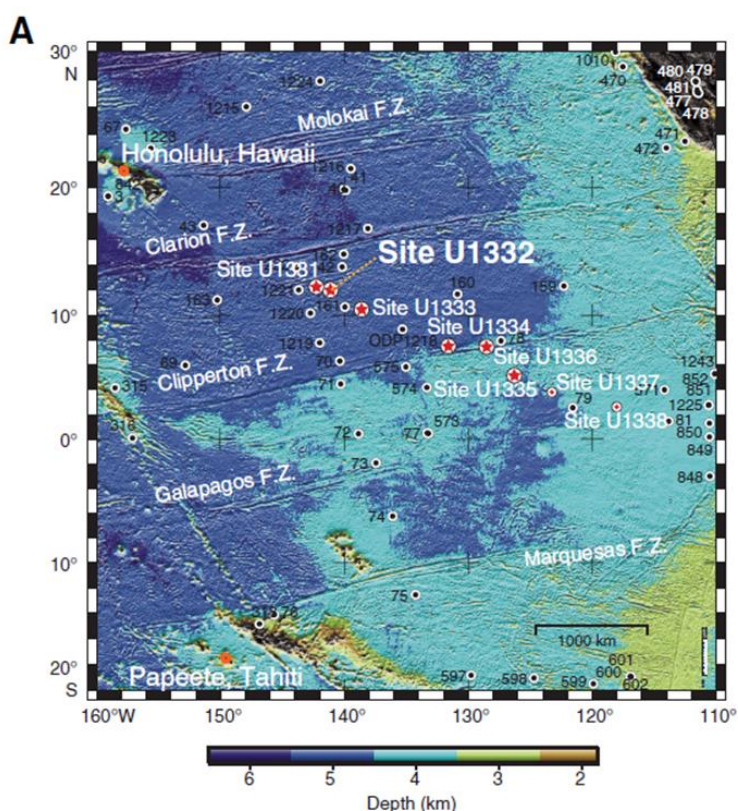


Рис. 1. 99. Батиметрия района заложения скважин рейса 320/321 и скв U1332.

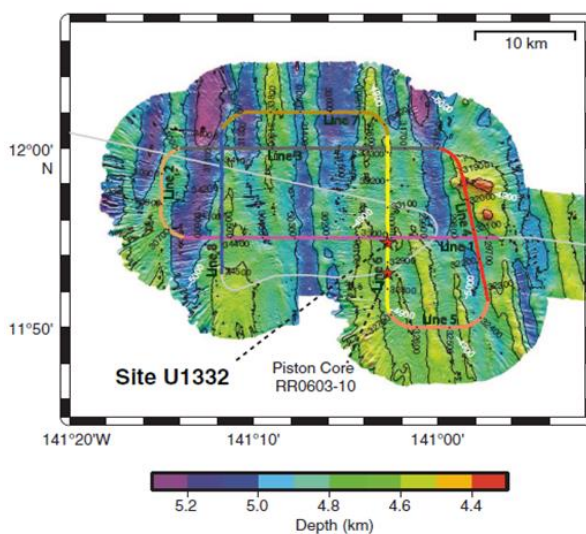


Рис. 1. 100. Батиметрия района заложения скв. U1332.

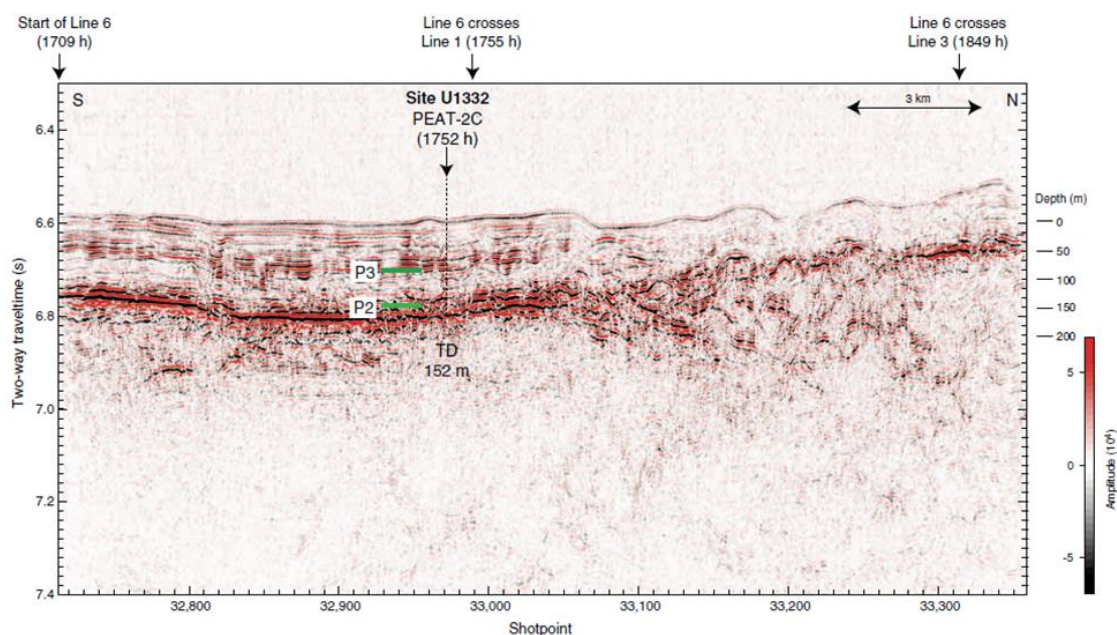


Рис. 1. 101. Сейсмический профиль района заложения скв. U1332.

Бурением скв U1332 вскрыто 150,4 м пелагических осадков, перекрывающих эоценовое базальтовое основание. Отложения разделены на 4 литологические пачки. Верхние 17,7 м – поздний миоцен- плиоцен-плейстоцен – цеолитовая глина с различным количеством радиолярий. Эти осадки подстилаются ~ 130 м – олигоцен- средний эоцен – нанофосильными и радиоляриевыми илами и порцелланитами. В разрезе вскрыта тонкая (~ 3 м) пачка среднеэоценовой цеолитовой глины. Небольшие обломки базальтов были извлечены в основании разреза пробуренных скважин. Фрагменты стекла в основной массе сильно изменены и показывают сферолитовую текстуру, и ферромагнетики также изменены. Планктонные фораминиферы редки в олигоцене и отсутствуют в эоцене и миоцене. Бентические фораминиферы присутствуют практически постоянно в разрезе олигоцена, но редки в радиоляриевых илах эоцена. При описании разреза этой скважины отсутствуют какие-либо упоминания о присутствии турбидитов.

Скв. U1333. Глубина 4853 м. находится в 440 км к северу от разлома Клиппертон и в 570 км к югу от зоны разлома Кларiona.

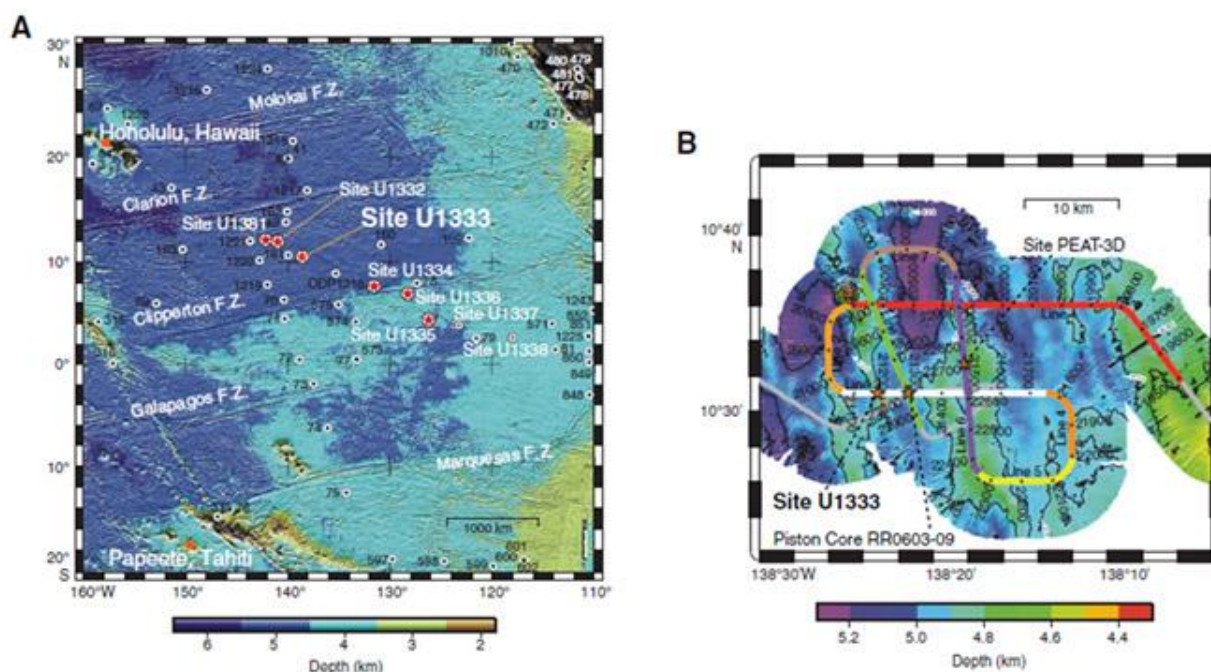


Рис. 1. 102. Батиметрия размещения скважин рейса 320 (А) и района размещения скважины U1333 (В).

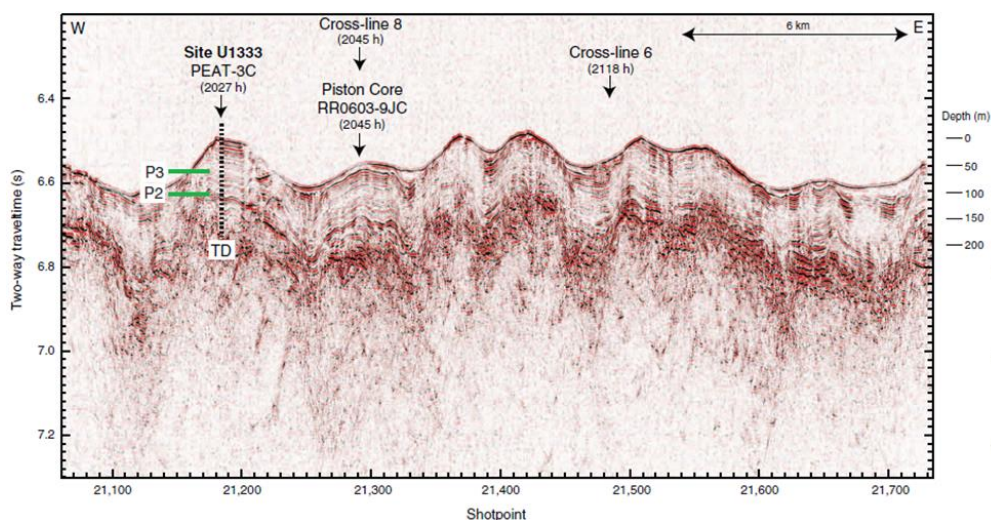


Рис. 1. 103. Сейсмический профиль района заложения скв. U1333.

В районе скважины U1333 эоценовое базальтовое основание перекрыто ~ 183 м пелагических осадков, которые разделены на четыре основные литологические пачки. Пачка I имеет мощность ~ 7 м и содержит чередующуюся последовательность глины, глинистого радиоляриевого ила, глины, и нанофосфильного ила раннего миоцена. Эти осадки перекрывают ~ 112 м чередующегося очень бледно-коричневого нанофосфильного ила с радиоляриями раннего миоцена до позднего эоцена (пачка II). Пачка III состоит из ~ 60 м глинистого радиоляриевого ила и глинистого нанофосфильного ила, нанофосфиль – радиоляриевого ила, порцелланита – позднего- среднего эоцена. Пачка III разделена на две субпачки (IIIa и IIIb) на основе появления горизонта порцелланита (субпачка IIIb). В основании скв U1333A маломощный ~ 3,3 м фораминиферовый известняк (пачка IV) перекрывает базальт – средний эоцен (пачка V). Мелкозернистые базальтовые фрагменты были получены в разрезе каждой пробуренной скважины, так же, как и брекчии известняка и базальта.

Были изучены бентические фораминиферы во всех скважинах почти повсеместно в известково-нанофосфильном иле олигоцена и в радиоляриевом иле эоцена.

Скв. U1334. Глубина 4799 м. Скважина заложена на расстоянии ~ 100 км к северу от зоны разломов Клиппертон на абиссальной вершине холма, покрытой осадком мощностью ~ 280 м Абиссальные холмы в районе ориентированы либо на север, либо на северо-восток.

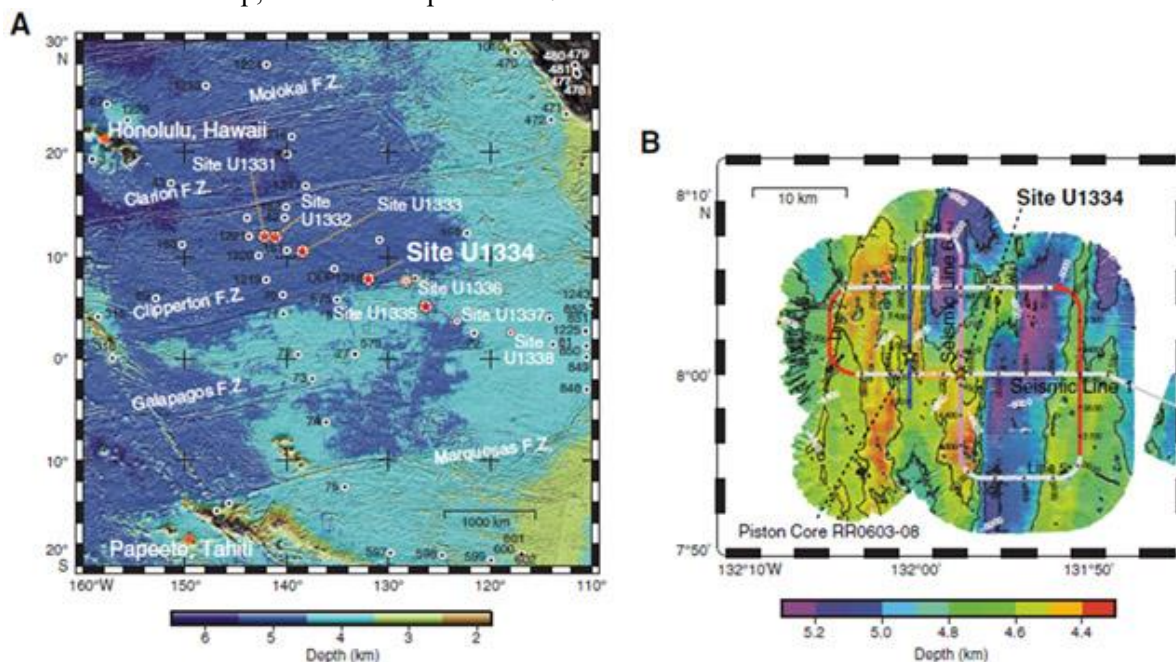


Рис. 1. 104. Батиметрические карты района размещения скважин рейса 320 (A) и района заложения скв. U1334 (B).

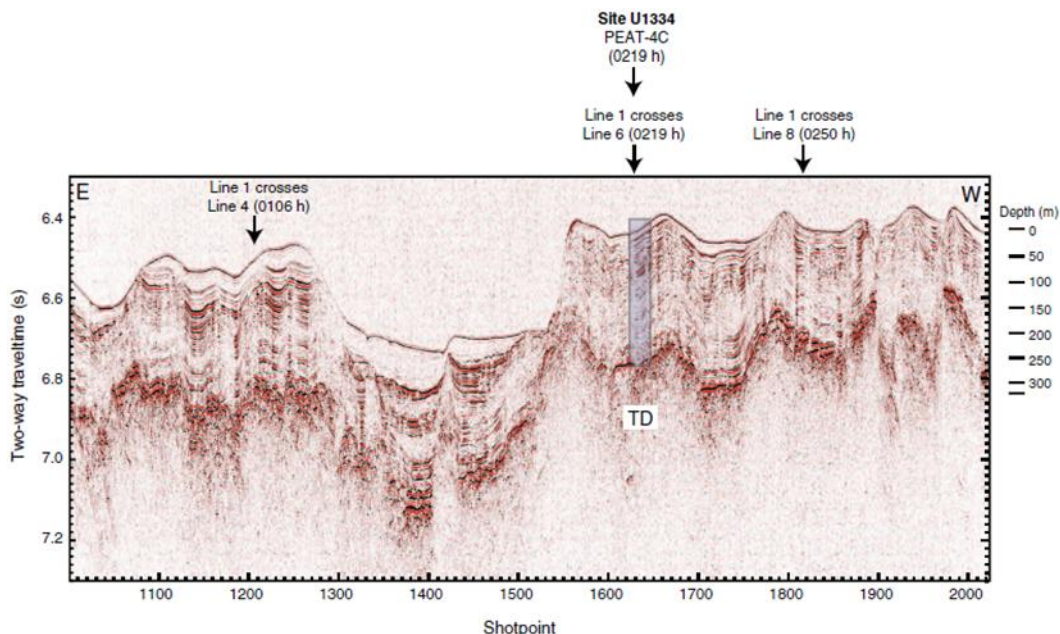


Рис. 1. 105. Сейсмический профиль района заложения скв. U1334.

Бурением скважины U1334 вскрыто 285 м пелагических отложений над базальтовым основанием. В разрезе скв U1334 выделены четыре основные литологические пачки.

Верхняя часть разреза (0-47 м) сложена глинами и нанофоссильными илами, радиоляриевыми илами раннего до среднего миоцена, (пачка I). Самый верхний интервал 15 м. пачки I состоит из глины с различным количеством (<15%) железомарганцевых микронодулей и цеолита. Эти осадки перекрывают чередование глины и нанофоссильного ила. Пачка II состоит из ~ 200 м – ранний миоцен до олигоцена – нанофоссильный ил и мел ~ 35 м. Чередующаяся последовательность позднего эоцена представлена нанофоссильным мелом, радиоляритом и глиной (пачка III). Слой мощностью ~ 1 м среднего эоцена сложен мелом и известняком, вскрыт в основании разреза пачка (часть IV) над базальтовым основанием. Основные разновидности пород пачки IV бледно-коричневый мелкодисперсный мел и коричневый известняк. Пачка IV отличается от пачки III присутствием известковистого материала в качестве основного компонента в нанофоссильном иле и присутствием известняка, содержащего многочисленные обломки базальта. Бентические фораминиферы почти постоянно присутствуют в образцах скв. U1334.

Скв. U1335. Глубина 4327,5 м расположена ~ 250 км к югу от Клиппертон. на широком плато в пределах северо-северо-восточного тренда простираения абиссальных холмов.

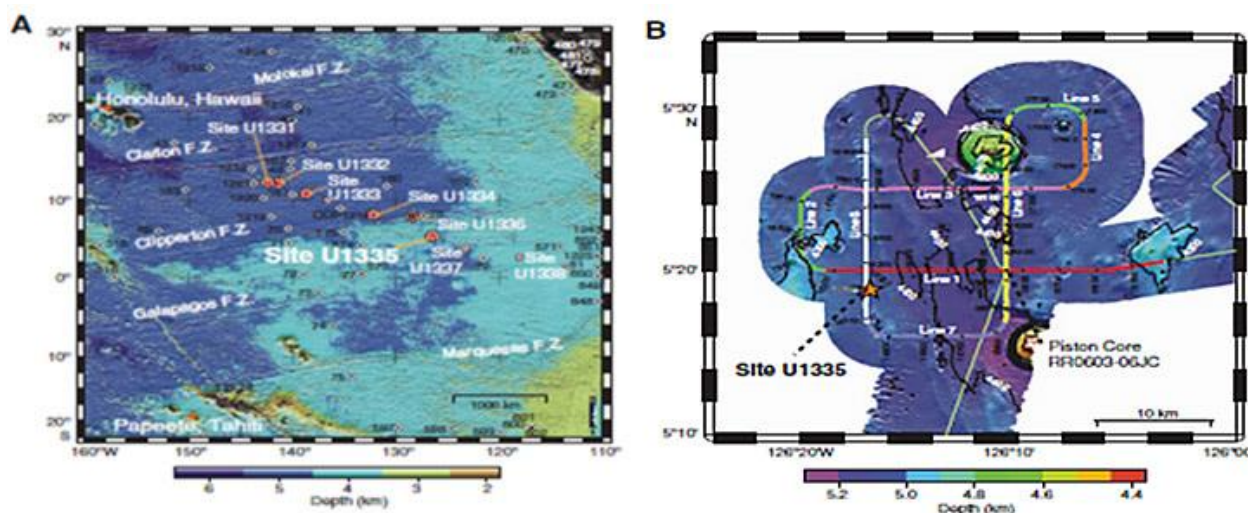


Рис. 1. 106. Батиметрические карты района заложения скважин рейса 320 (А) и скважины 1335 (В)

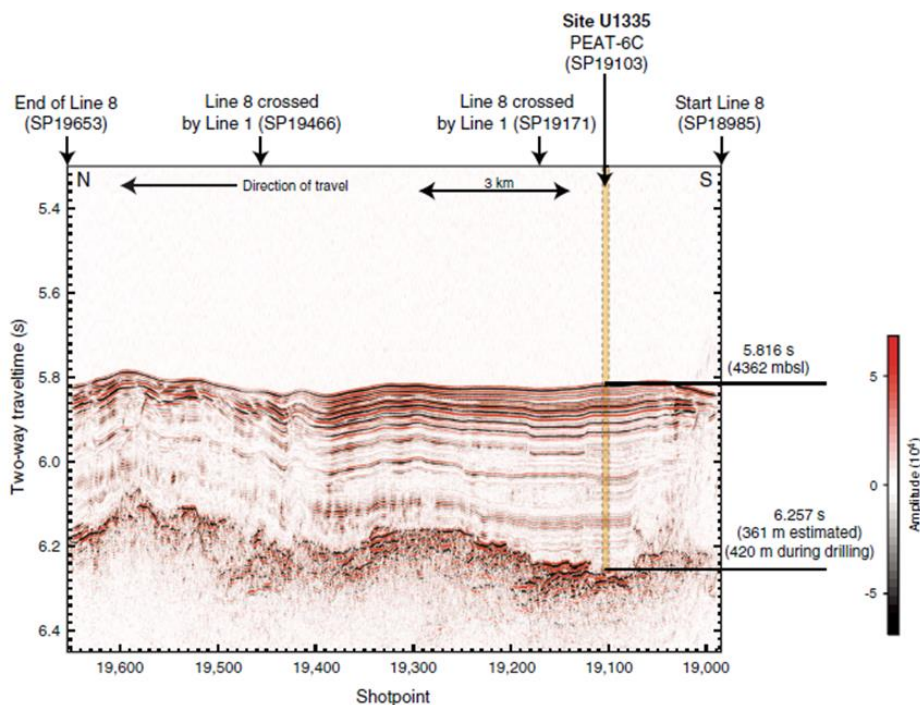


Рис. 1. 107. Сейсмический профиль района заложения скв. U1335.

Бурение скв. U1335 вскрыло пелагические осадки мощностью 420 м, залегающие на базальтовом основании. Осадочная последовательность скв U1335 разделена на две основные литологические пачки.

Верхняя часть осадочного разреза – (интервал 0-64 м) (пачка I) ранний поздний миоцен-плейстоцен – характеризуется чередованием последовательности разноцветного нанофоссильного ила, диатомовых и радиоляриевых илов.

Пачка II представляет собой последовательность мощностью ~ 350 м нанофоссильного ила и мела позднего олигоцена до начала позднего миоцена. В скв U1335 вскрыты относительно мощные интервалы нанофоссильного мела, содержащего песчаной и галечной размерности обломки базальтов. Бентические фораминиферы обнаружены во всех кернах скв. U1335. Бентические фораминиферы за исключением несколько других образцов в раннем миоцене и позднем олигоцене.

Скв. U1336. Глубина 4286 м. Находится в 30 км к северу от центральной части разлома Клиппертона в пределах рельефа абиссальных холмов, покрытых довольно мощной толщей осадков.

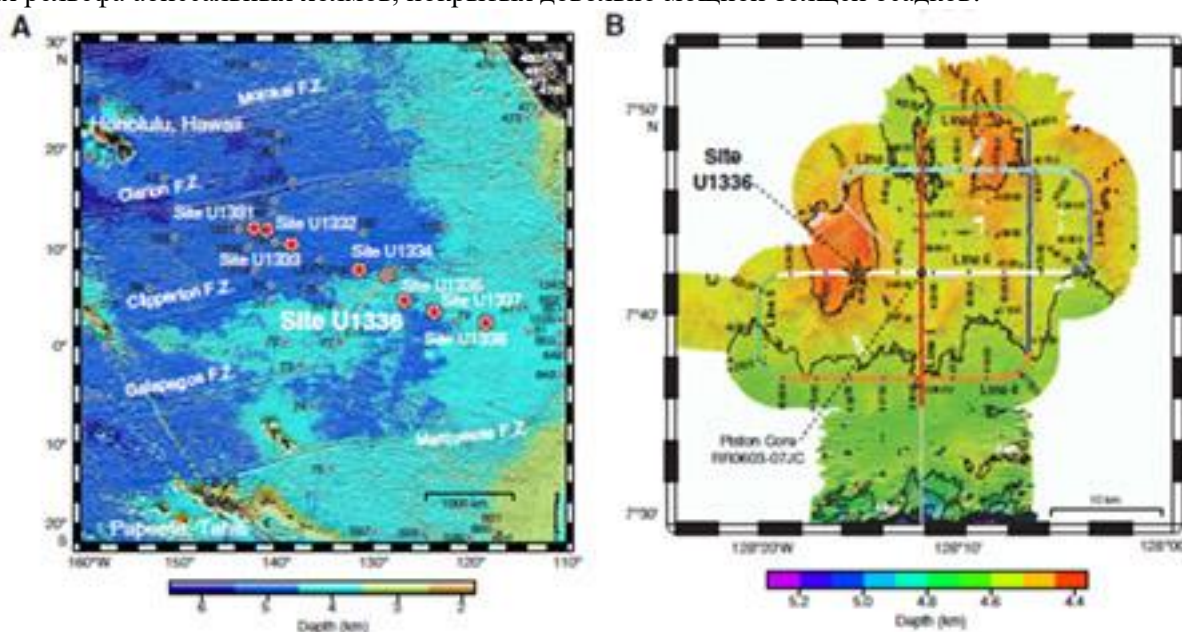


Рис. 1. 108. Батиметрические карты размещения скважин рейса 320 (A) и расположение скв. U1336 (B).

Простирание абиссальных холмов разно ориентировано на запад и на север. Район заложения скважины U1336 покрыт слоем осадков, мощностью 300-400 м (от квартера до среднего миоцена), с нередкой эрозией осадка на флангах абиссальных холмов.

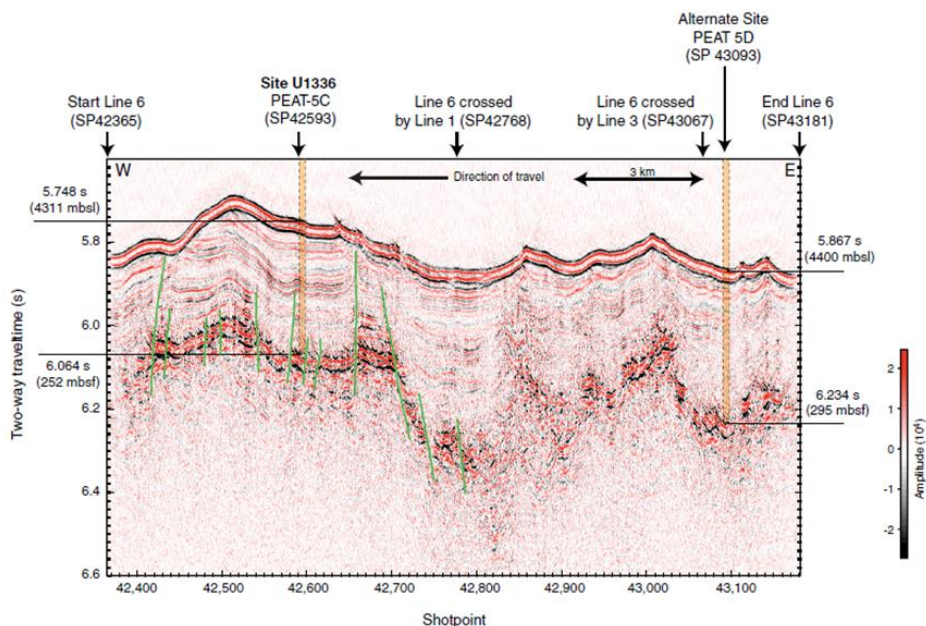


Рис. 1. 109. Сейсмический профиль района заложения скв. U1336.

В скважине вскрыто 120 м осадков олигоцена. Бурением скважины U1336 вскрыто 300 м пелагических отложений.

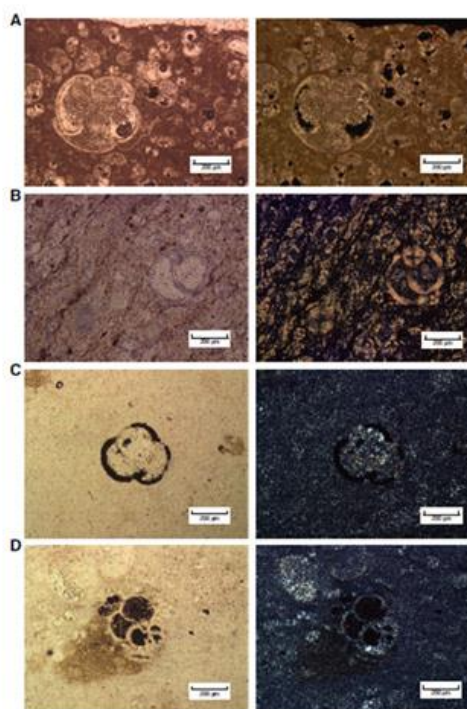
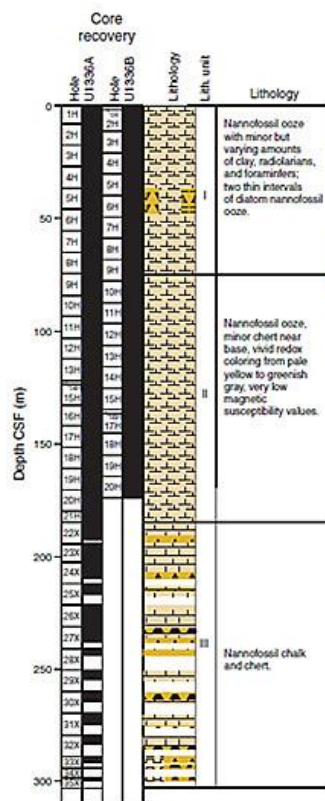


Рис. 1. 111. Фораминиферы в шлифах пород скв U1336. Слева фото в проходящем свете, справа – в скрещенных николях.

Рис. 1. 110. Литологический разрез скважины U1336. Условные обозначения слева - направо и сверху вниз: карбонатные осадки – нанофоссильный ил, нанофоссильный мел, известковистый мел; кремнистые осадки – диатомовый ил, радиоляриевый ил, кремень.

В разрезе выделены три литологические пачки.

Пачка I (интервал 0-74м) миоценового возраста, состоящая из нанофоссильного ила, с чередованием белого до коричневого цветов с различным количеством радиолярий, фораминифер, диатомовых водорослей и глины как второстепенных составляющих. Пачка II (интервал 74-189 м) раннего миоцена- позднего олигоцена состоит из~ 115 м нанофоссильных илов.

Пачка III – олигоценового возраста представлена нанофоссильным мелом и кремнем.

Бентические фораминиферы были изучены в керне скважин U1336A и U1336B.

Интервалы выборки бентических фораминифер скв. U1336 очень напоминают раннеолигоценовые и раннемиоценовые фораминиферы восточной экваториальной части Тихого океана.

Скв. U1337. Глубина 4463 м. Находится на плато между возвышенностью на юге и иззубренным хребтом на севере, и впадиной на востоке (рис. А). Мощность слоя осадков на плато 300 – 600 м, но заметно варьирует по его краям. На севере морское дно расчленено серией нарушений, которые изменяют сейсмическое расслоение. (рис.).

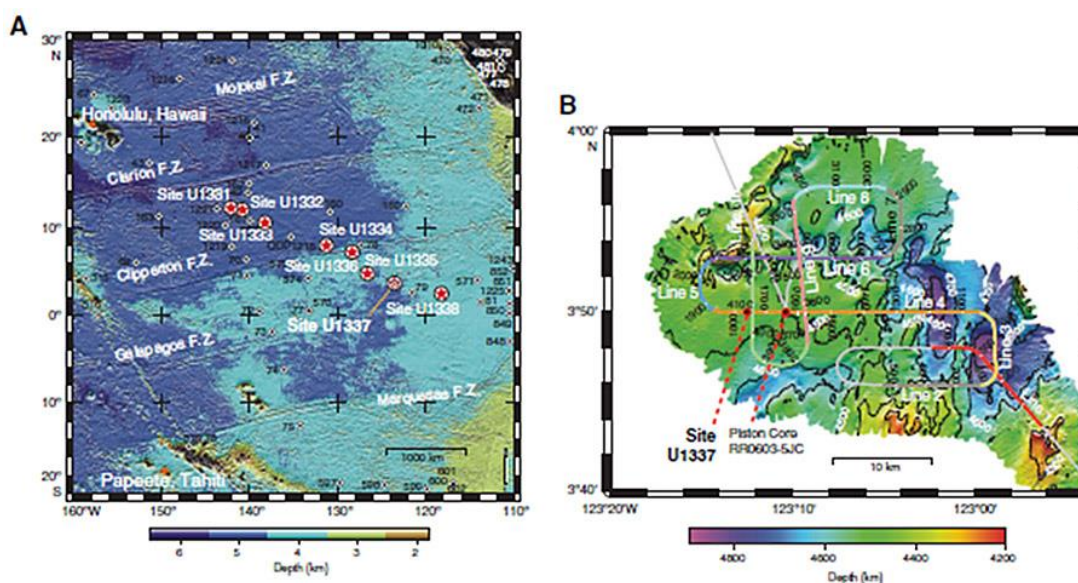


Рис. 1. 112. Батиметрические карты размещения скважин рейса 320 - (А) и места заложения скважин.

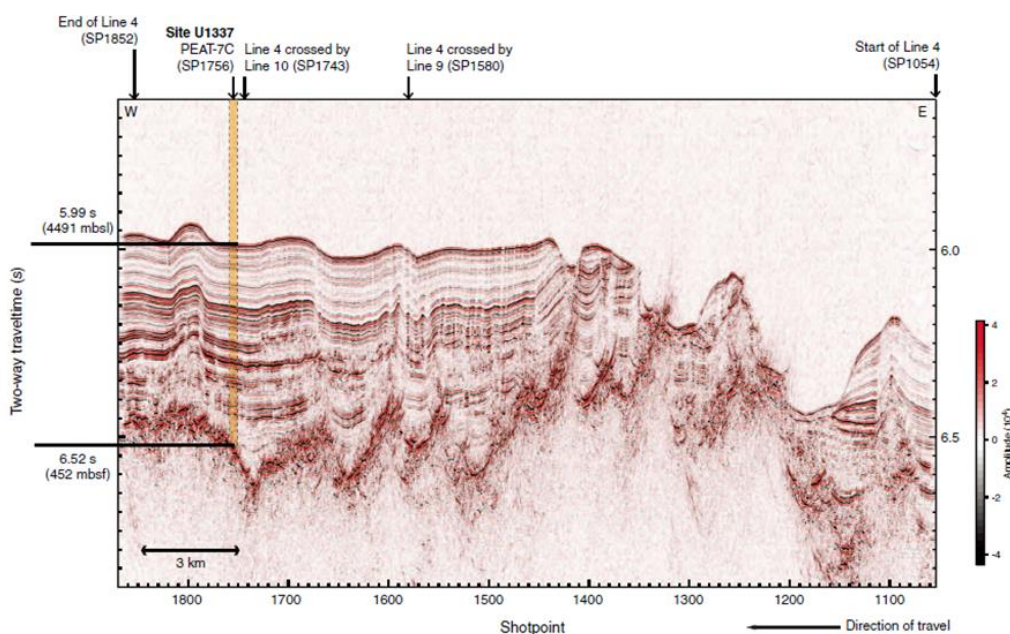


Рис. 1. 113. Сейсмический профиль района заложения скв. U1337.

Бурение скв U1337 вскрыло разрез мощностью 450 м пелагических отложений выше базальтового основания.

Осадочная последовательность делится на три основных литологических пачки. Верхняя часть разреза (пачка I; ~ 90 м) характеризуется чередующейся последовательностью разноцветных (включая различные оттенки коричневого, серого и зеленого) нанофоссильных, диатомовых и радиоляриевых илов позднего миоцена до плейстоцена.

Пачка II (~ 125 м) состоит из серого и зеленого диатомового и радиоляриевого илов. Пачка III (~ 230 м) преимущественно состоит из белого, желтого, зеленого, коричневого и серого нанофоссильного мела возраста – олигоцен - поздний миоцен.

Пачка IV представлена афанитовым базальтом возраста - поздний олигоцен.

Холмы абиссального рельефа в окрестностях скв. U1337 обычно покрываются осадками мощностью 300-500 м или ~ 250-400 м, но часто прерывается областями значительной эрозии, как на востоке области. Афанитовый базальт с кальцитовыми жилками вскрыт в основании скважин U1337A, U1337C и U1337D.

Бентические фораминиферы присутствуют в керне скважины непрерывно от плейстоцена до верхнего олигоцена в скв. U1337, хотя их обилие заметно изменяется в зависимости от содержания двуоксида кремния в осадке.

Скв. U1338. Глубина 4200 м. Находится на небольшом хребте вдоль линии сейсмического профиля.

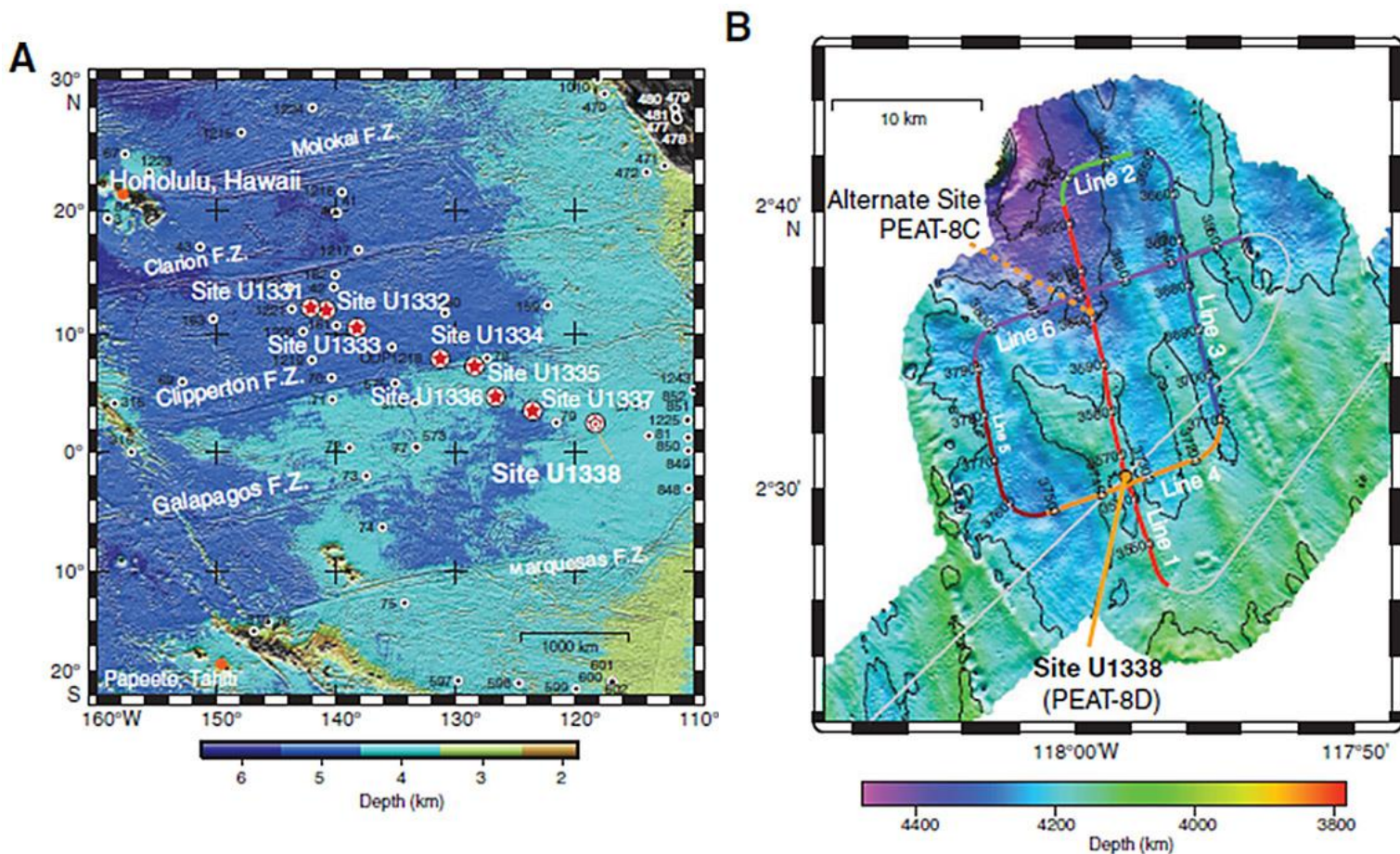


Рис. 1. 114. Батиметрические карты: размещения скважин рейса 320 (А) и размещение скважины U1338.

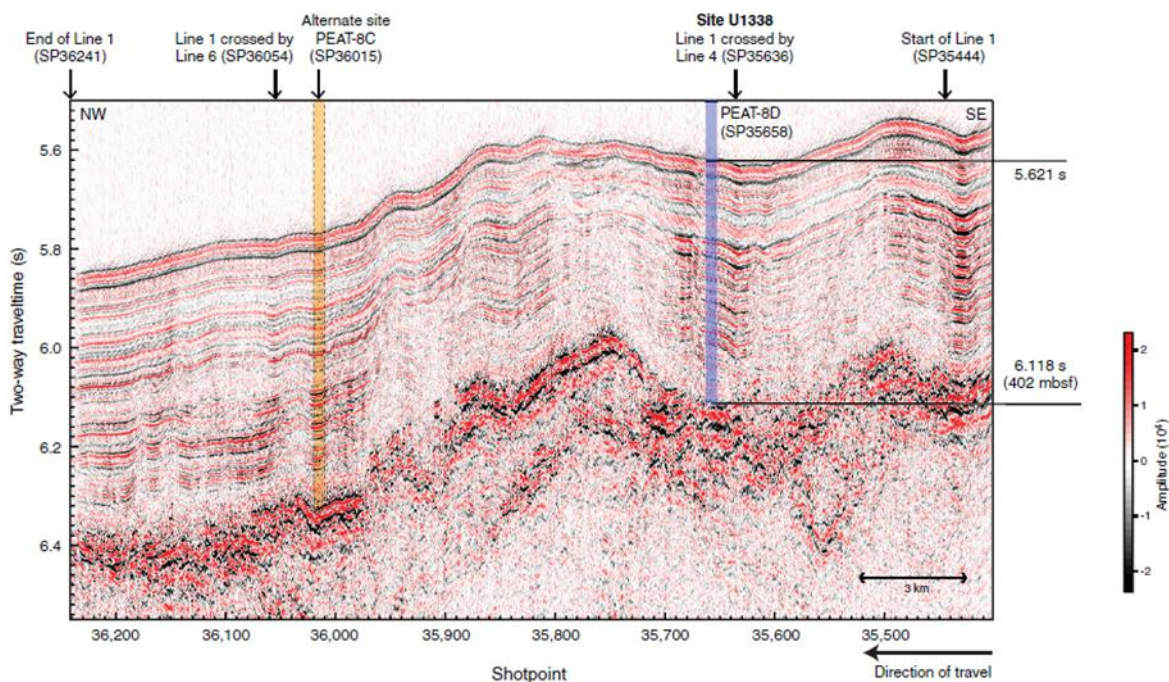


Рис. 1. 115. Сейсмический профиль района размещения скв. U1338.

В зоне исследования мощность осадков колеблется от ~ 400 м в верхней части абиссальных холмов до максимума немного больше чем 550 м в межхребтовых бассейнах. Бурение скв. U1338 вскрыло пелагические осадки мощностью 415 м, залегающие на базальтах.

Осадочная толща делится на три основные литологические пачки.

Пачка I (~ 50 м) – средний плиоцен-плейстоцен – состоит из чередующейся последовательности разноцветных (включая различные оттенки белого, коричневого, зеленого и серого) нанофоссильных и радиоляриевых илов.

Пачка II (~ 194 м) нанофоссильных илов с различными количествами диатомовых водорослей и радиолярий.

Пачка III (~ 171 м) – нижний- верхний миоцен – преимущественно состоит из белого, бледно-желтого, светло-зеленовато-серого и очень бледно-коричневого нанофоссильного мела.

Пачка IV представлена раннемиоценовым афанитовым базальтом. Афанитовые базальтовые фрагменты были обнаружены в скв. U1338A и U1338B.

Пачка III нанофоссильного мела перекрывает базальт. Бентические фораминиферы присутствуют в разрезе непрерывно от плейстоцена толщиной 415 м до основания миоцена. Ранний миоцен до плейстоцена состоят преимущественно из известковых таксонов с редкими агглютированными формами, и общий состав выборок указывает на батиальные до абиссальных палеоглубин по всему неогену.

Следует особо выделить принципиальную особенность строения разреза скважин, расположенных на различном удалении от структур Императорского и Гавайского хребтов. Наименее удалена от этих хребтов скважина U1331, расположенная в регионе абиссальных холмов, граничащих с крупным вулканическим поднятием на востоке и несколькими симаунтами – на юго- западе. Важно подчеркнуть, что именно в этой скважине, в отличие от других скважин этого рейса, располагающихся на все большем удалении от сопредельных хребтов, не отмечается весьма важная для понимания процессов седиментогенеза особенность строения разреза. Эта особенность заключается в широком распространении в разрезе этой скважины турбидитов. Турбидиты, зарегистрированные в осадочных отложениях скв. U1331, значительно различаются по значимости. Многие из них имеют едва заметные изменения в размере зерна, в то время как другие содержат песочный и даже галечный материал. Наблюдаются самые грубые зерна в пределах частично литифицированных конгломератов, в слое песка мощностью 1 см в субпачки IIc U1331B.

Анализ тонкой фракции показывает, что сантиметровые угловые разрывы обломков аргиллита и биометрические компоненты миллиметрового и микрометрического масштаба содержатся в мелкозернистой, частично силикатной матрице глины (микросталлический кварц). Основными биогенными компонентами являются бентосные и планктонные фораминиферы. Фораминиферы и нанофоссилии сохраняют известковый состав (они не были окклюдированы), но камеры фораминифер обычно заполняются халцедоном. Приводится специальный раздел гравитационные потоковые отложения (Gravity flow deposits), признаками проявления которых являются резкие не правильные контакты с изменением цвета пород, перекрытые более грубозернистыми и более карбонатными отложениями, включая планктонные и бентические фораминиферы или обрамленные не прозрачной каймой осадки, не встречающиеся ниже этого контакта, нередко имеющего признаки эрозионности. Такие участки интерпретируются как продукты событий массовых потоков, подобных турбидитовым течениям, связаны, возможно, с переработкой осадков, которые были первоначально образованы в симаунтах, лежащих в нескольких километрах южнее: современная глубина поднятия на более чем 500 м ниже, чем в скв. U1331. Количество турбидитов установленных в скважинах различается в различных скважинах. Например, осадки в 7 см ниже базального размыва датируются олигоценом в то время как вышележащие глины – плиоцен-плейстоценом. Эти несогласия интерпретируются, как падение основания турбидита, из-за эрозионной природы базального контакта. Все это свидетельства того, что массовые потоки или обломочные потоки (Debris flow) распространяются только на относительно незначительном удалении от отдельных вулканических построек - поднятий или хребтов и площадь их распространения относительно ограничена. Отсюда становится понятным появление так называемых турбидитов в разрезе абиссальных равнин как здесь, восточнее асейсмичных хребтов, так и западнее в абиссальных равнинах Науру и Пифагетта. Таким образом, может решаться вопрос о происхождении аллохтонных слоев обломочных пород в разрезах пелагических отложений и тем самым сниматься вопрос, который существовал у автора перевода описания ядра скважин по поводу появления турбидитов в разрезах абиссальных равнин. На этой основе может быть выстроена версия о взаимосвязи процессов погружения и пелагического с турбидитами осадконакопления, связанный с воздыманием сопредельных с абиссальными равнинами вулканических поднятий типа Маршалловых островов и Асейсмичных хребтов. Эта версия далее перепроверяется на примере рейса 329 абиссальной равнины южно-тихоокеанской сопредельной с островной дугой Тонга-Кермадек.

Рейс 329 D'Hondt, S., Inagaki, F., Alvarez Zarikian, C. A., and the Expedition 329 Scientists.

Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Volume 329 //doi:10.2204/iodp.sp.329.2010.

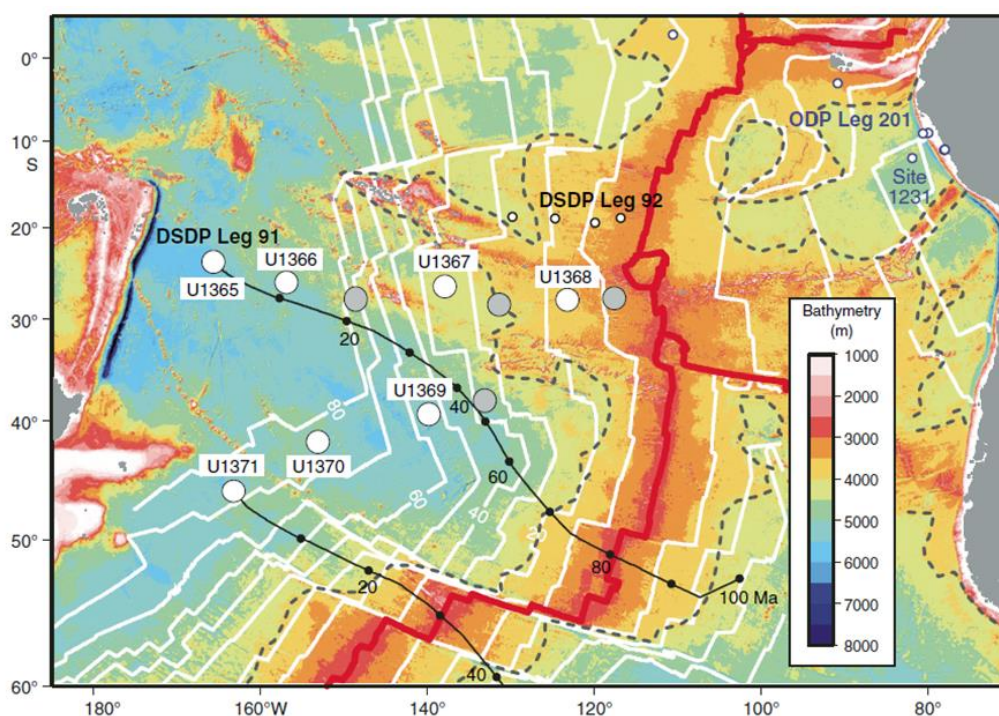


Рис. 1. 116. Размещение скважины U1365 на карте размещения скважин рейса 329.

Скв. U1365 Глубина 5685 м.

Расположена в западной части Южно-Тихоокеанской абиссальной впадины в районе абиссальных холмов, грубо ориентированных в широтном направлении, с рельефом, варьирующим по высоте от 150 до 200 м. Холмы простираются на протяжении 5-8 км и их рельеф затушеван осадочным покровом. Три наиболее высоких холма высотой 400 м расположены на окраине района. Наиболее крупная подводная гора расположена на расстоянии 5 км от границы района.

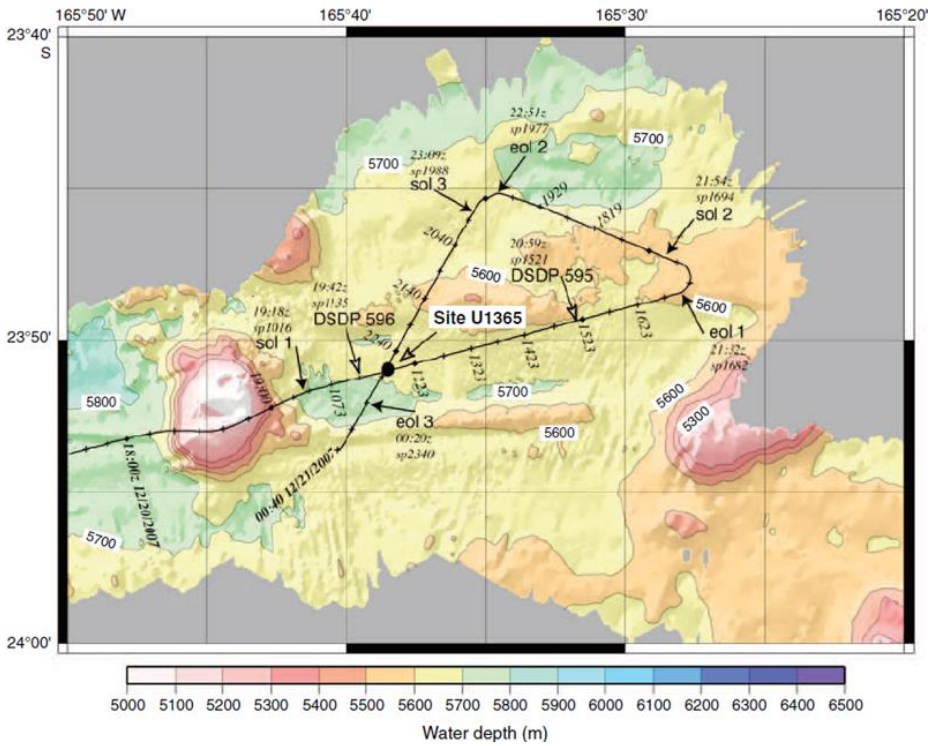


Рис. 1. 117. Батиметрия района заложения скв. U1365. Глубина 5685 м. Основание разреза.

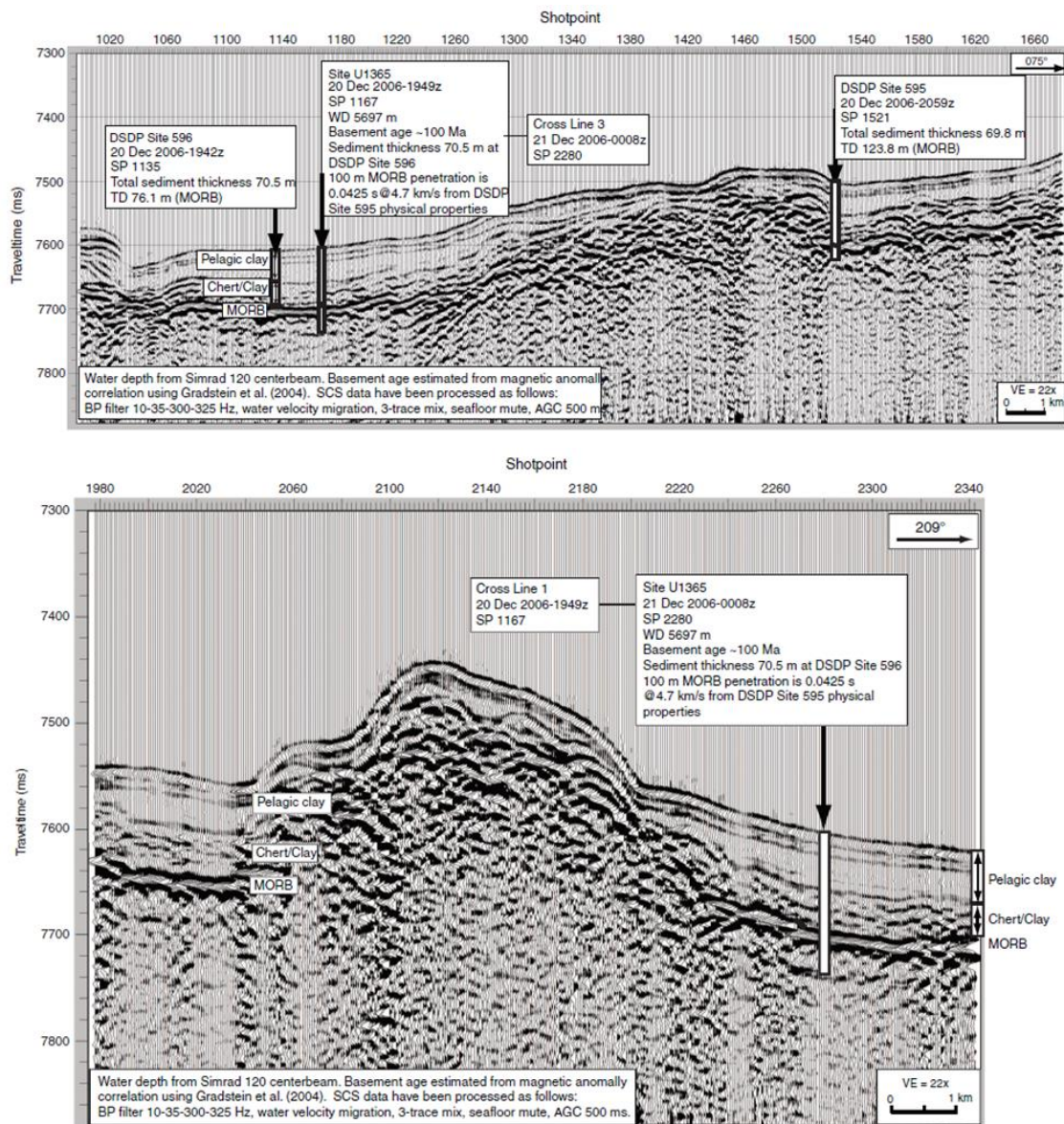


Рис. 1. 118. Сейсмические профили, проходящие в районе заложения скв. U1365.

В ранее пробуренных скважинах 595 и 596 (рейс 91) мощность вскрытых осадков достигает 70 м, а их возраст, определенный по зубам рыб, варьирует от мела до квартера. Вскрыта иридиевая хемотратиграфия на границе мел - палеоген на глубине около 20м. Ожелезненные глины вскрыты выше базальтового основания. Оксиды марганца и космические обломки присутствуют в верхних 8 м керна.

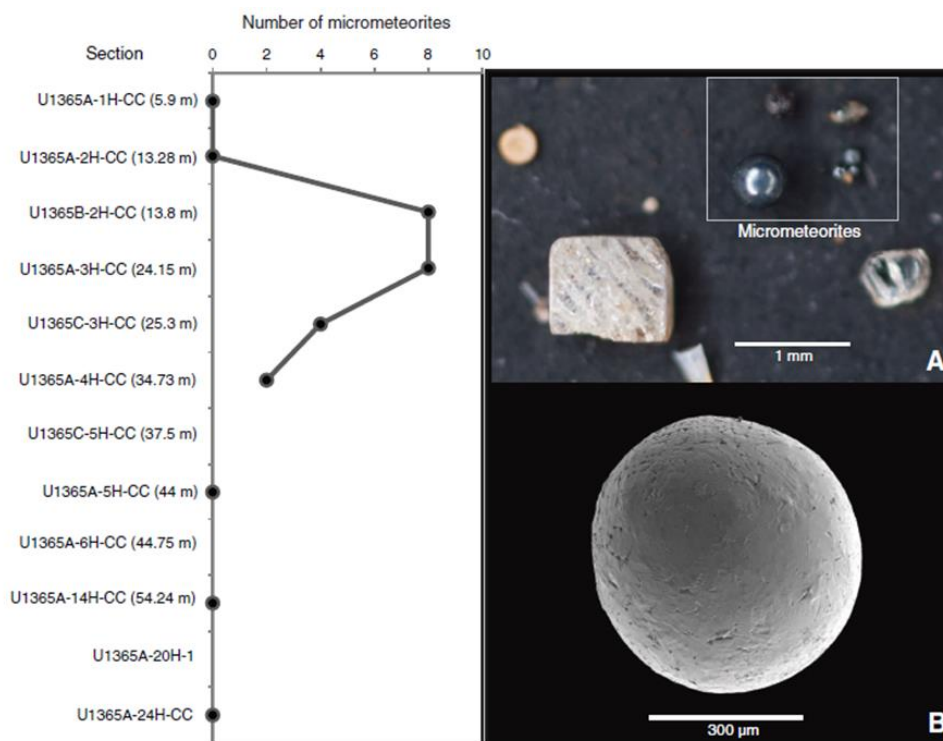


Рис. 1. 119. Диаграмма распределения микрометеоритов по глубине скв. U1365. А. Фото микрометеорита. В. Сканирующая электронная микрофотография крупного железного микрометеорита с показом микродеталей его поверхности.

Осадки скв. U1365 представлены преимущественно глинами, кремнями и порцелланитами. Состав глин - глинистые минералы цеолиты, красно-коричневые и желто-коричневые оксиды (RSO). Глинистые минералы - смектит и глинистые минералы слюдистые, а также цеолиты – продукты изменения вулканического стекла. Порцелланиты и кремни содержат многочисленные радиолярии. В разрезе скважины выделены три литологические пачки.

Пачка 1– (интервал 0-10,15 м) – цеолитовые металлизированные ожелезненные (metalliferous) темно-коричневые пелагические глины, разделенные на субпачки 1А и 1 В. В верхней субпачке количество цеолита возрастает с глубиной от 10% на поверхности до 30% на глубине 8 м. Количество непрозрачных окислов железа варьирует от 15 до 25 %, присутствуют галечного размера марганцевые нодулы. Черные полосы в керне от 12 до 99 см интерпретируются как магнезиальные коры (hardgrounds). Радиолярии обнаружены в металлизированных глинах пачки 1В – средний маастрихт.

Пачка 2 – (интервал 42,1-65,0 м) – палево- и темно-коричневые-порцелланиты и кремни -граница глин и порцелланитов и кремней. Количество гидроокислов железа возрастает до 10%. Радиолярии – средний кампан.

Пачка 3 – (интервал 65,2-74,8 м) – металлизированные, ожелезненные глины коричнево - и красно-черные, которые отличаются от верхних пачек черным цветом в результате интенсивного обогащения аморфными оксидами железа и марганца. Шлифы черных металлизированных глин показали, что они состоят из 100% вулканического пепла. Кремниевый гравий обнаружен в ряде кернов в верхних частях прослоев. Глины консолидированы.

Контакт – осадки-базальт вскрыт и представлен смесью фрагментов базальтов и черной глины. При этом базальты интенсивно изменены. Базальты пробурены в интервале от 71 до 124 м. Базальты представлены

порфировыми базальтовыми и афировыми потоками. По составу, строению и морфологии выделены потоков 17 пачек, чередующихся с базальтовыми брекчиями, представляющими меж потоковые контакты. Эти брекчии группируются в субпачки внутри каждой пачки. Брекчии черного кальцита интерпретируются, так же, как и границы потоков. Небольшие фрагменты базальтов обнаружены в керне, но они настолько изменены в сапонит и гидроокислы железа, что их невозможно определить. Один образец лавы показал паехое веревочную текстуру, что, по мнению авторов, свидетельствует о том, что этот образец принадлежит к поверхности потока. Число трещин брекчий и жил кальцита внутри потока обильно по его периферии, в то время как его центральная часть остается слабо измененной. Наибольшие изменения проявлены по границе потоков. Большинство таких потоков практически нацело изменены.

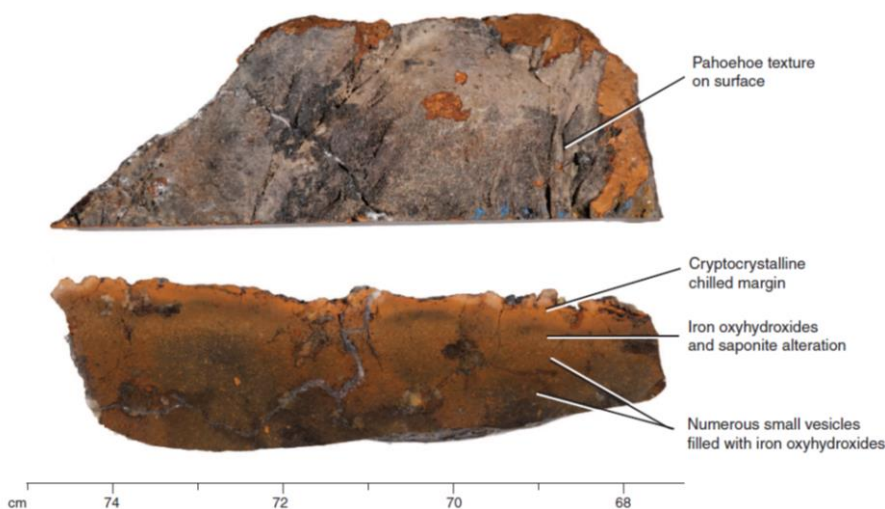


Рис 1. 120. Образец лавы с текстурой паехое из лавового потока пачки 7.

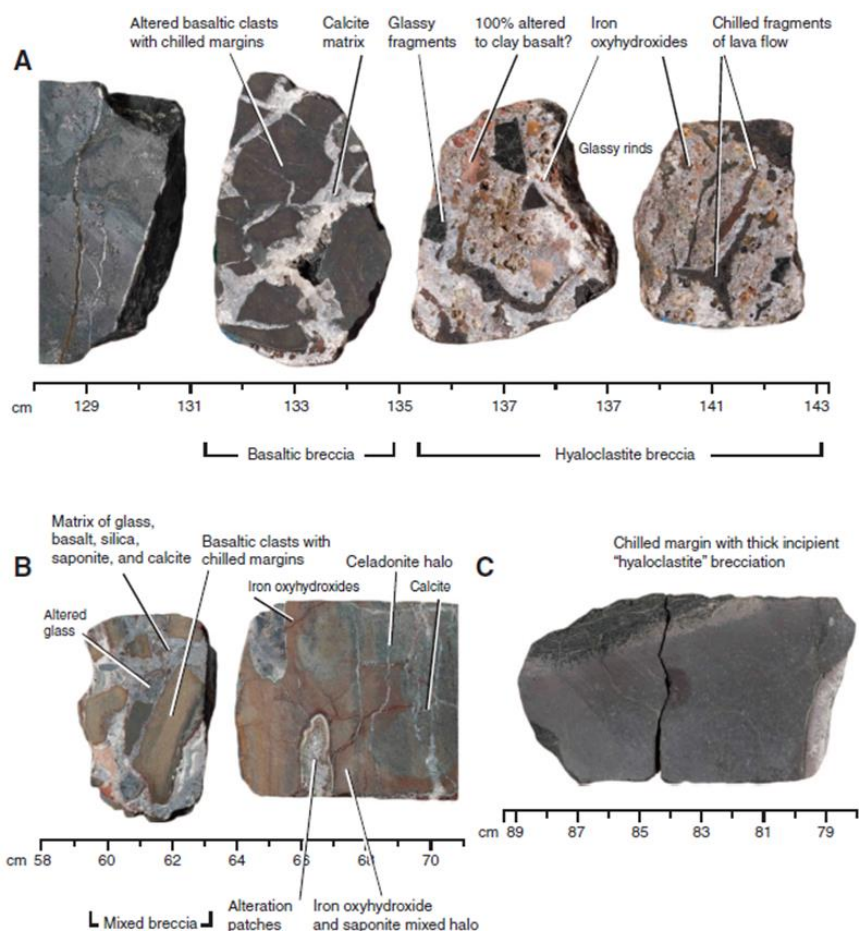


Рис. 1. 121. Фотографии брекчий. А. Базальтовая и гиалокластитовая брекчия. В. Смешанная брекчия. С. Закаленная кайма с тонкой гиалокластитовой брекчией.

Радиолярии датируют возраст основания разреза – средний маастрихт – средний кампан. Главными составляющими стратиграфического разреза являются зубы рыб (ихтиолиты), алевритовой размерности агглютированные фораминиферы, кварц, фрагментированные радиолярии и микрометеориты.

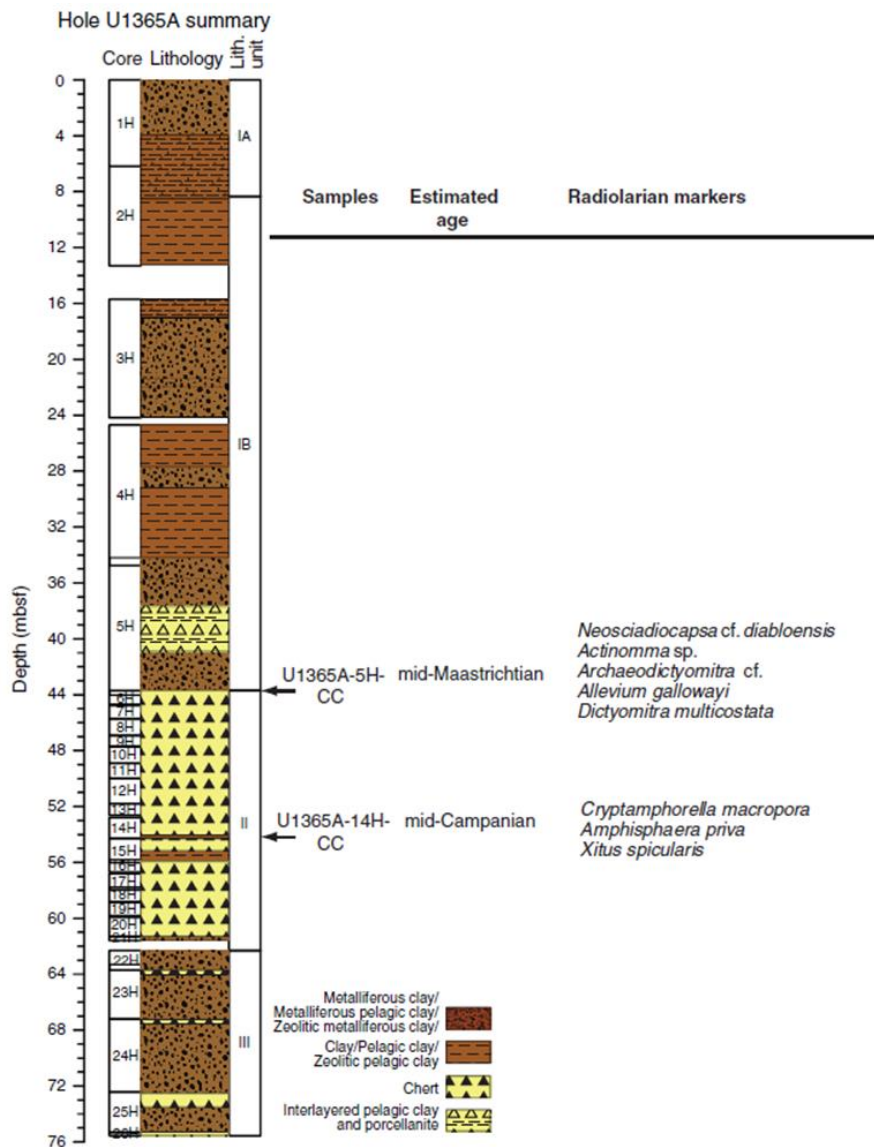


Рис. 1. 122. Литологическая характеристика и предварительная радиоляриевая стратиграфия скв. U1365. Размещение изученных образцов показано стрелками. Условные обозначения сверху-вниз: глины железистые, цеолитовые глины пелагические, цеолитовые прослои пелагических глин и порцелланиты.



Рис. 1. 123. Примеры зубов рыб скважины U1365.

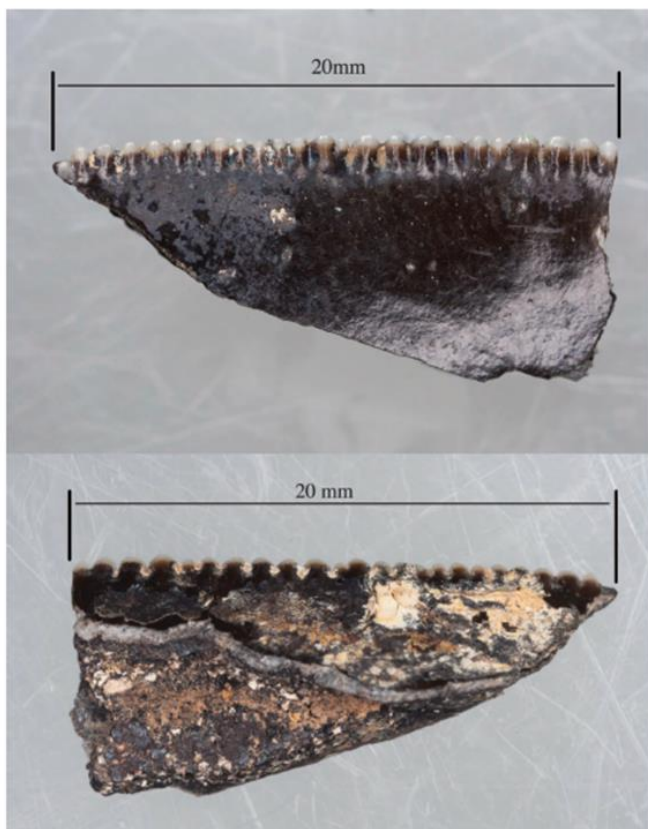


Рис. 1. 124. Фото зубов меловой акулы *Squalicorax* из керна скв U1365.

Скв. U1366. Глубина 5129 м. Скважина находится в западной части Южно-Тихоокеанской глубоководной впадины в районе распространения абиссальных холмов, тренд размещения которых примерно северо-восток, юго-запад.

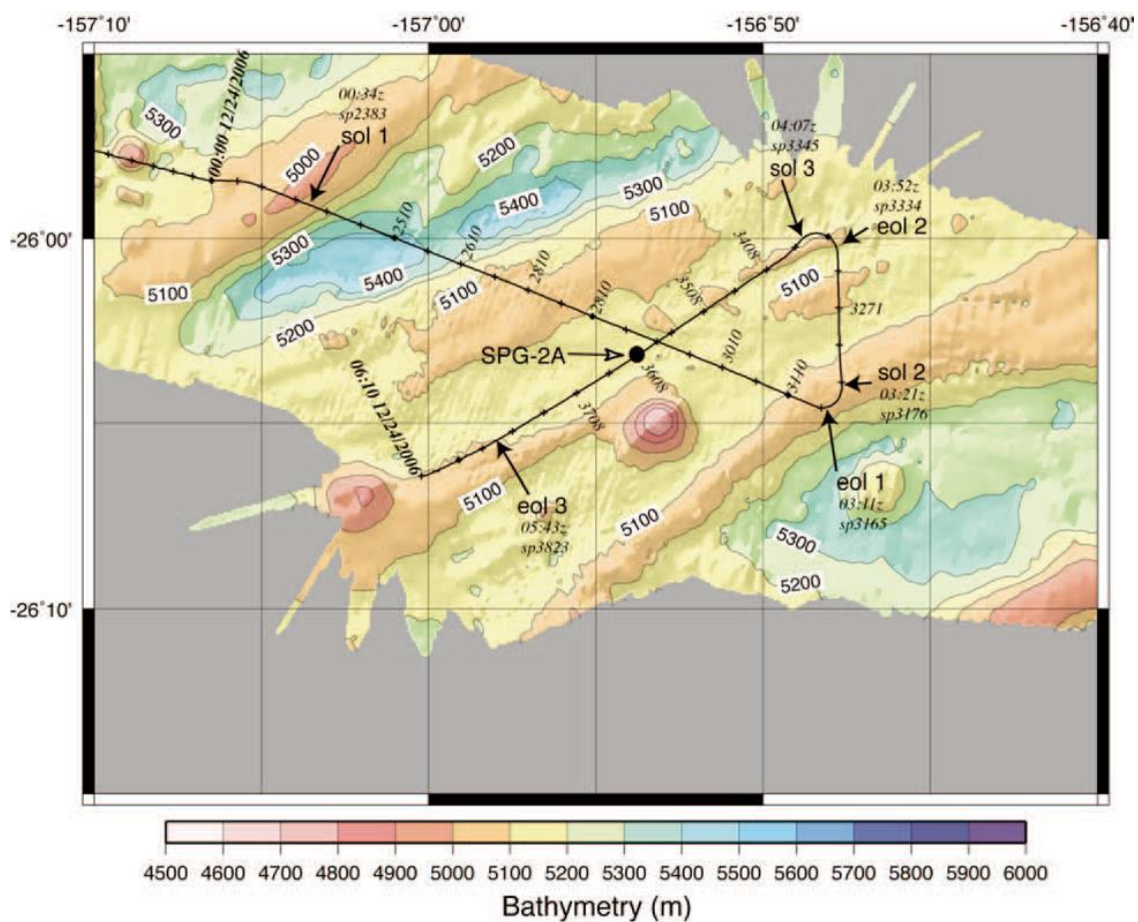


Рис. 1. 125. Батиметрия района заложения скв. U1366.

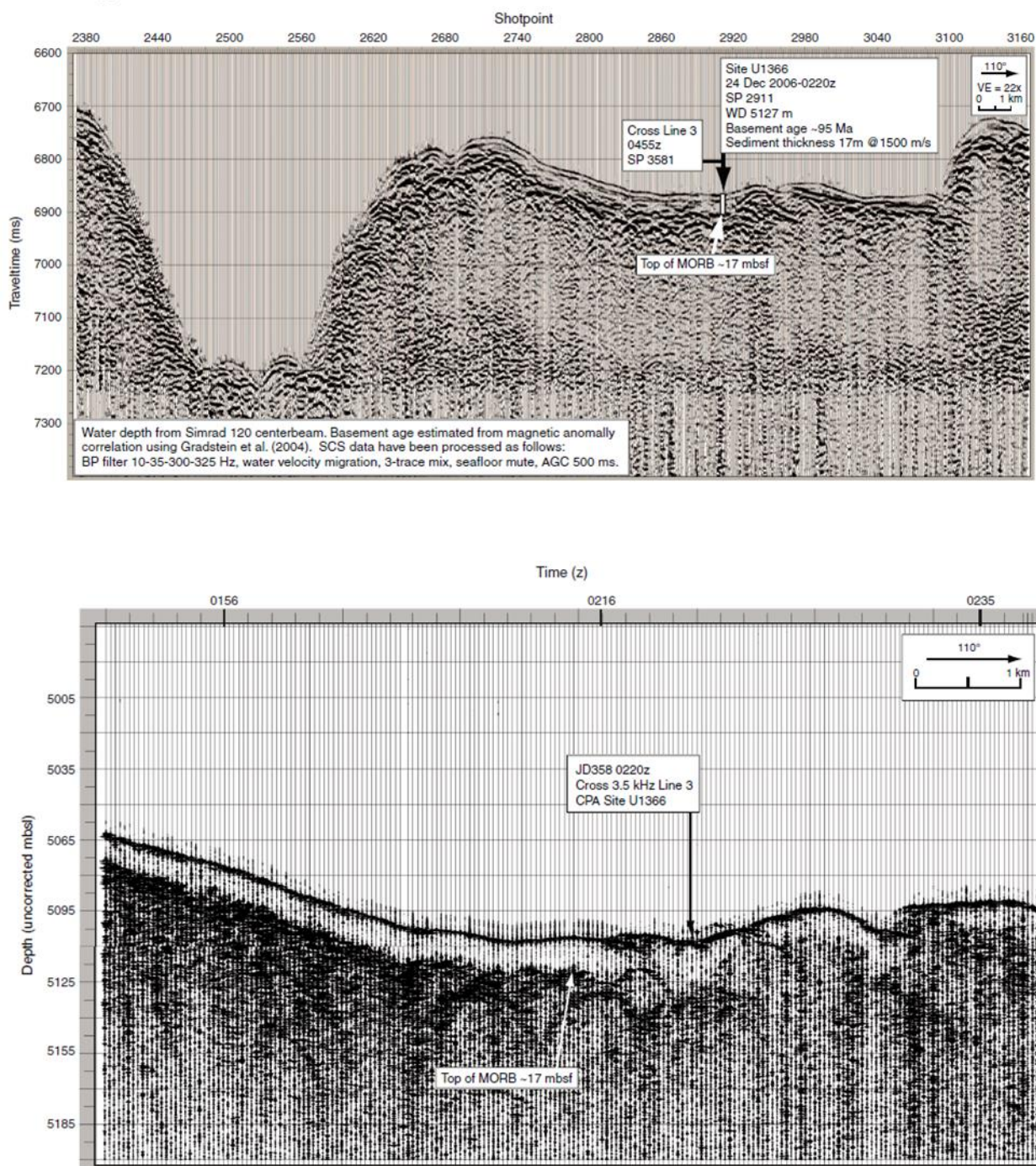


Рис. 1. 126. Батиметрические профили района заложения скв. U1366.

Две популяции холмов абиссального рельефа могут быть выделены. Большие холмы высотой от 300 до 400 м прослеживаются на расстояние около 20 км. Меньшие холмы накладываются на наиболее крупные абиссальные холмы и имеют рельеф 50-100 м и прослеживаются на расстояние ~ 5-6 км. Несколько небольших подводных гор (ширина 2 км, высота 300 м) разбросаны по всему региону. Самая большая подводная гора расположена южнее в 3-4 км от скважины.

Отложения на участке скв. U1366 в основном представляют собой глину. Основными компонентами глины являются смектит, филлипсит (цеолит) и красноватый, желто-коричневый оксид железа (RSO). Хотя обилие глины и цеолита повсеместно отмечается в разрезе, они демонстрируют общие тенденции снижения количества с одновременным увеличением RSO. Подразделения осадков в скв U1366 основаны на распределениях RSO и цеолитов.

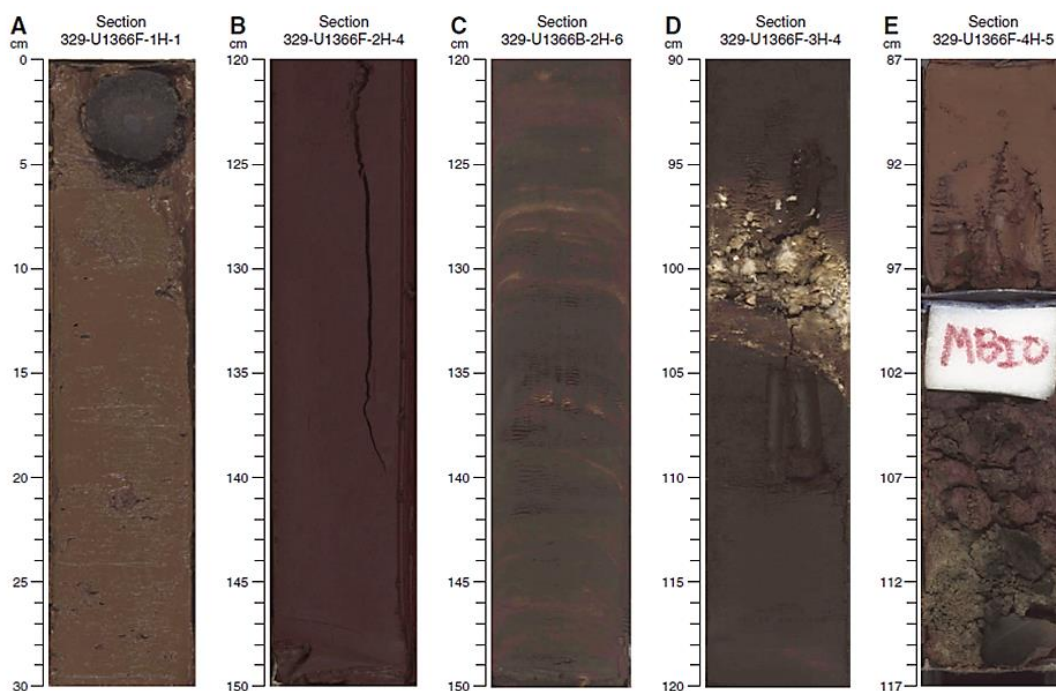


Рис. 1. 127. Фотографии керн. А. Темно-коричневая металлизированная пелагическая глина субпачка 1 А. Марганцевый нодуль в верхней части керн. В. Темно-коричневая металлизированная пелагическая глина субпачки 1 В. С. Очень темно-коричневая металлизированная пелагическая глина субпачки 1 С. D. То же пачки 2 Отметить белый порцелланитовый пепел, измененный прослой пепла. Е. Металлизированная глина - темно-красно-коричневая пачки 2.

Пачка 2 – (интервал 14-30 м) – представлена металлизированной глиной характерного черного цвета. В составе пачки обнаружены ихтиолиты. RSO в количестве до 80-100%. Пачка содержит прослой 10 см смектита и порцелланитовой глины, литических зерен и измененного вулканического пепла. В отличие от пачки 1 пачка 2 содержит многочисленные признаки слоистости. Литические аргиллиты и пески присутствуют в тонких прослоях 1-3 см в верхнем и нижнем контактах. Наиболее нижние составляющие разреза пачки 2 представлены литическим песком, нодулярной глиной и массивной красной глиной. Состав песков - смесь литических фрагментов - оливин, плагиоклаз и глина. Глинистые нодули представляют собой измененный базальт. Интервал, перекрывающий литический песок, содержит 10,5-14,5 см красных и черно-красных глинистых нодулей. Прослой пепла отмечены в нижней части пачки 1 и в верхней пачки 2 – измененный вулканический пепел. Прослой литического аргиллита и песка образованы в результате выветривания, эрозии и последующей транспортировки.



Рис. 1. 128. Ихтиолит в разрезе пачки 2.

Присутствие в песке оливина и плагиоклаза в породах, прямо перекрывающих базальт, считается продуктом выветривания океанического дна (seafloor weathering) и транспортировки осадочного материала на короткое расстояние.

Доминирующие цвета – коричневый. Граница – осадки-базальт была установлена только в самой нижней части керн скв U1366F. Базальт и обсидиан состоят

из множества мелких кусочков (максимум 2 см), которые были плотно расположены в верхних 7 см основания керна. Самый низкий интервал на участке скв. U1366 состоит из обломочного песка, узловатой глины и массивной красной глины. Базальный интервал (329-U1366F-4Н-5, 113-116см) представляет собой черный (5YR 2,5/1) глинистый обломочный песок.

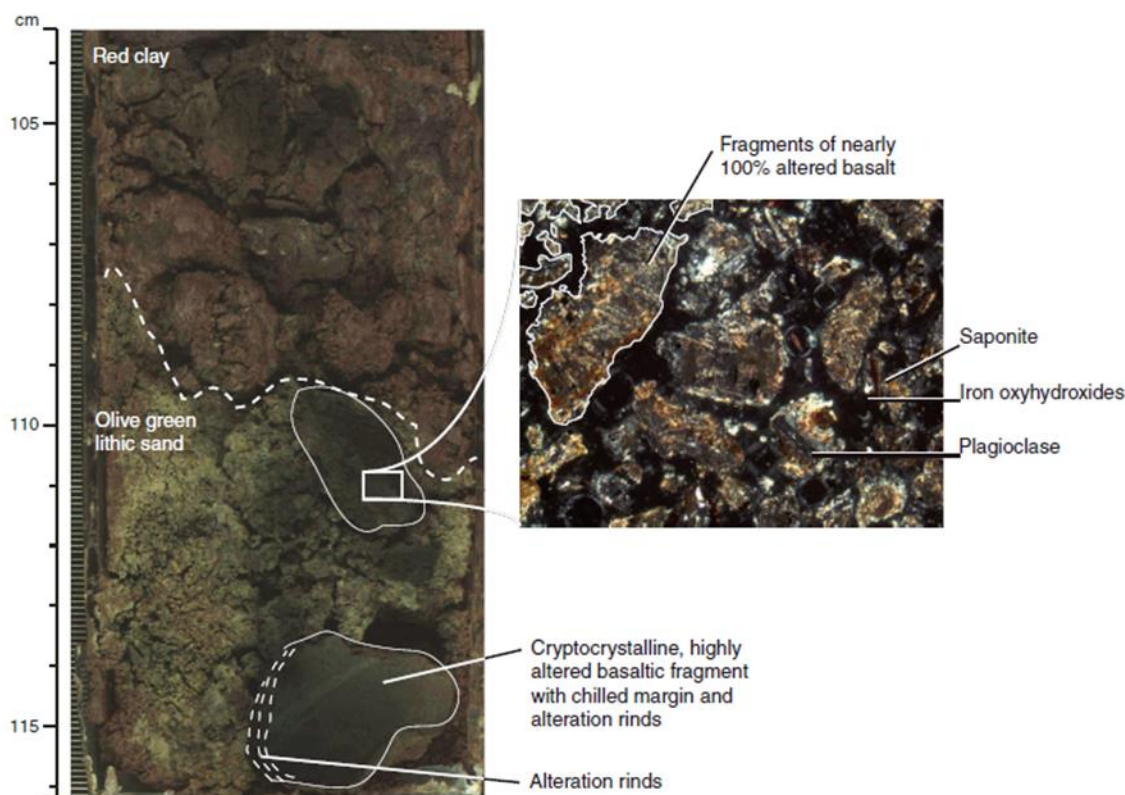


Рис. 1. 129. Фото керна и микрофотография шлифа контакта базальтов и пачки 2.

Состав обломочного материала песка представляет собой смесь фрагментов пород, минералов (оливин и плагиоклаз) и глины. Авторы пришли к выводу о том, что глинистый материал, внедренный в песок, произошел в процессе разрушения измененного базальта. Интервал, лежащий выше песка, содержит 10,5-14,5 см рыхлых, красноватых и черных глинистых конкреций. Фрагменты измененного базальта были обнаружены в песках в основании керна 329-U1366F-4Н. Небольшие фрагменты (от 5 мм до 2 см) 60% -100% сложены глинистыми минералами, которые распадаются при прикосновении. Основываясь на сохранившихся особенностях структуры пород, авторы определили их как криптокристаллические афировые базальты с клинопироксеном и плагиоклазом, составляющих основную массу породы. Наличие гиалокластитовой корки предполагает, что породы являются верхней закаленной частью потока. Изменение на краях базальтовых фрагментов очень похоже на обломки в песке, что указывает на то, что песок может быть базальтовым по происхождению. Наблюдения образца 329-U1366F-4Н-5, 110-111 см, указывают, что базальтовые фрагменты почти полностью превращены в глинистые минералы, с несколькими остатками плагиоклаза и крошечных (<0,05мм) кристаллов клинопироксена. Вторичные минералы включают сапонит (55%), идингсит (35%), гидроксиды железа (3%) и второстепенные вторичные оксиды Fe-Ti.

Скв. U1369. Глубина 5277 м. Заложена в районе абиссальных холмов северо-западного простирания с высотами рельефа от 300 до 500 м. Абиссальные холмы простираются на 5-10 км с отчетливо выраженной топографией. Отсутствуют подводные горы.

Пробуренные осадки представлены цеолитовой ожелезненной глиной мощностью 17 м. Основными компонентами глины являются филлипсит, красно и желто-коричневый аморфный гидроокисел железа (RSO).

В трех скважинах слои разделены на три литологических пачки, разделение которых основано на количестве содержащихся в них RSO и размере кристаллов филлипсита.

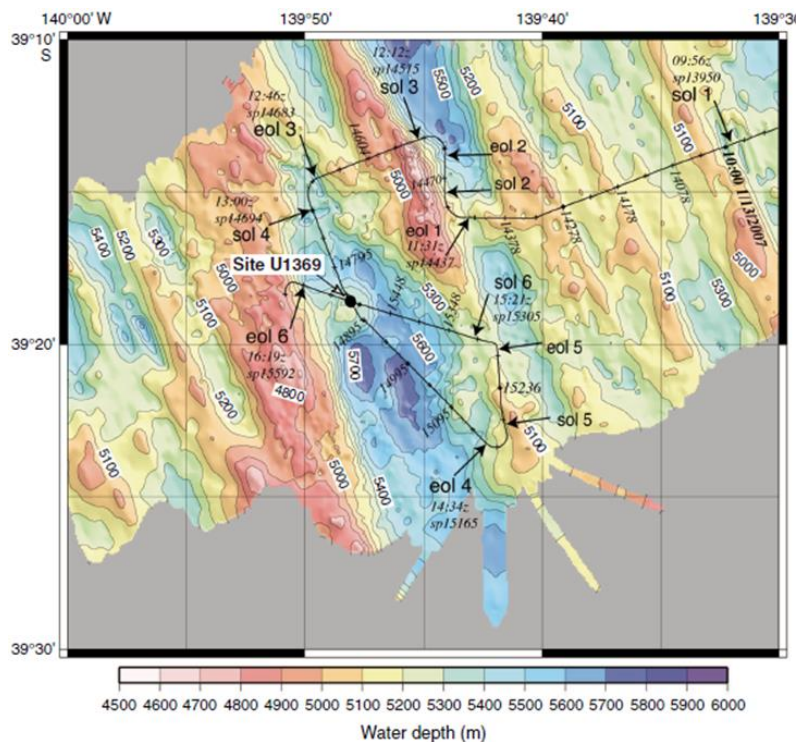


Рис. 1. 130. Батиметрия района заложения скв U1369.

Пачка 1 – (интервал 0-6 м) – металлизированные цеолитовые пелагические глины. Среднее содержание RSO в пачке 1- 33%. Текстура пачки- массивная.

Пачка 2 – (интервал 6-16 м) – RSO 42%. Марганцевые нодулы обнаружены в основании пачки 2. Тонкий

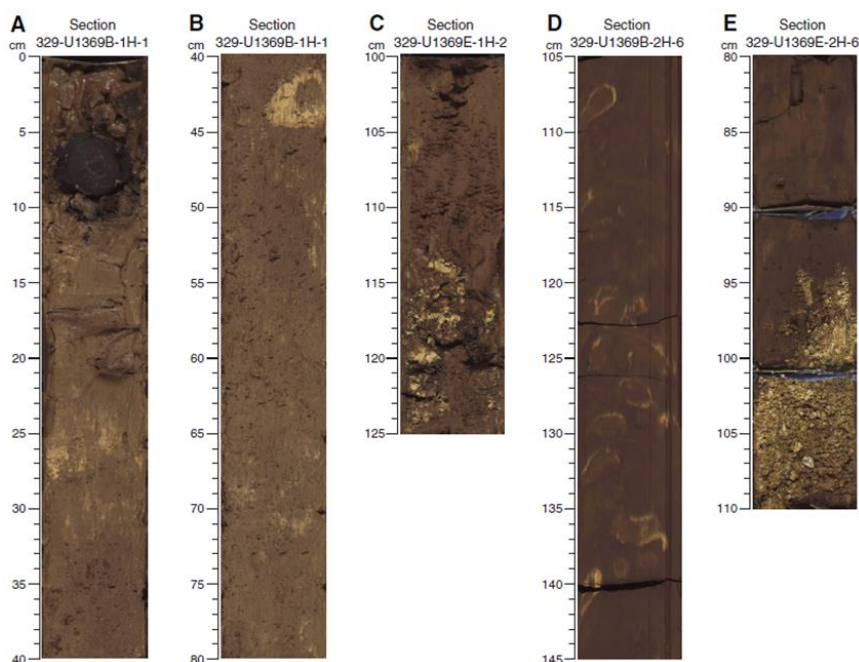


Рис. 1. 131. Представительные фотографии керн скв. U1369. А. Марганцевые нодулы в верхней части пачки 1. В. Цеолитовые ожелезненные пелагические глины. С. Коричневые цеолитовые ожелезненные (металлизированные) пелагические глины с основанием пачки 1 D. Очень темно-коричневая металлизированная глина пачки 2. Е. Контакт с измененным базальтом в нижней части пачки 2.

слой – 10 см витрического песка и брекчий обнаружен в основании разреза скважины. Нанофоссилии здесь отсутствуют. Обнаружены немногочисленные зубы рыб. Пелагические осадки лежат выше обрывков стекла и измененных базальтов, которые обнаружены в керне в виде небольших фрагментов. Фрагменты измененных базальтов обнаружены в основании пачки 2 – высоко измененные криптокристаллические до стекловатых кусков в темном пелагическом осадке. Размер обломков до 3 см. Основная масса базальта изменена – замещена сапонитом и гидроокислами железа. Строение обломков позволяет предполагать, что обломки – продукты разрушения экструзивного потока лавы основания. Сведений о биостратиграфическом возрасте осадков не приводится.

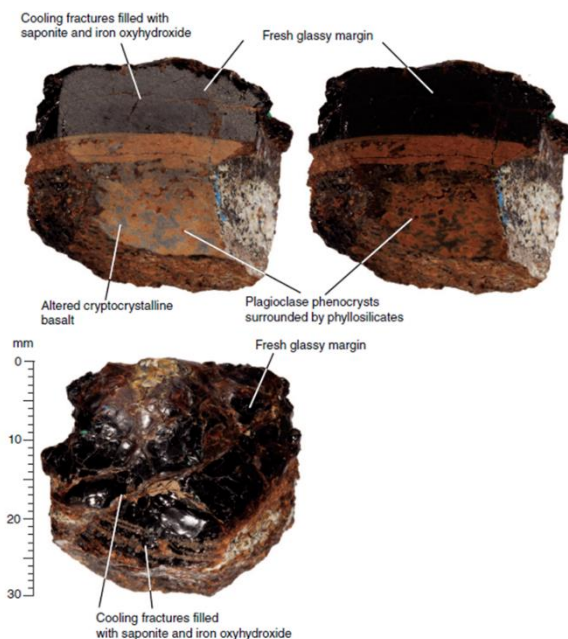


Рис. 1. 132. Фото керна базальтовых фрагментов основания разреза пачки 2.

Скв. U1370. Глубина 5074 м. Находится в южной части Тихого океана в области абиссальных холмов, с трендом простираения северо-юго-запад (65°), с рельефом от 50 до 100 м. Рельеф абиссальных холмов сглажен покровом осадков.

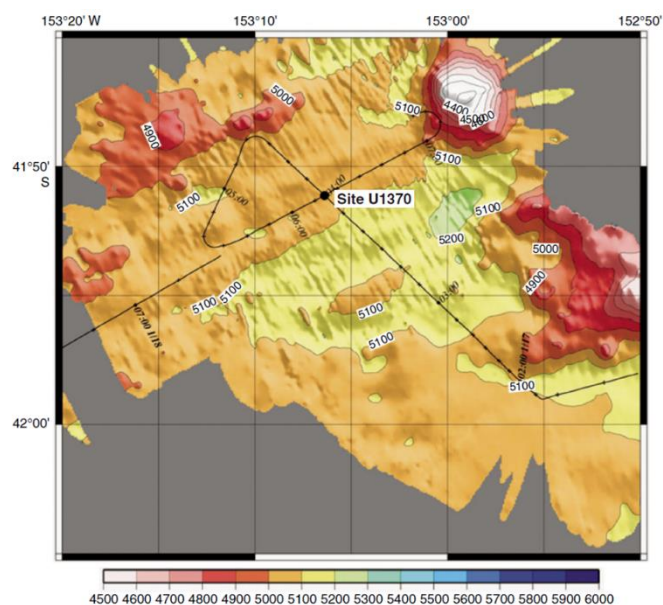


Рис. 1. 133. Батиметрия района заложения скв. U1370.

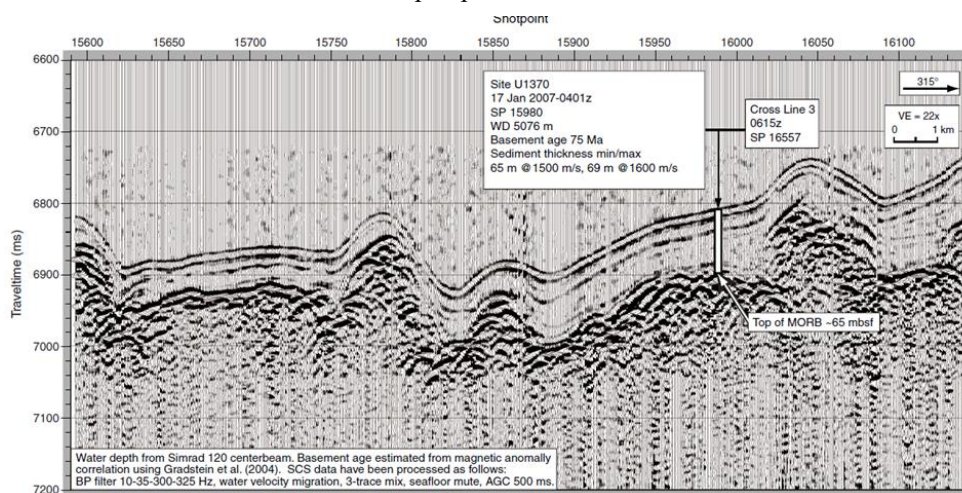


Рис. 1. 134. Сейсмические профили района заложения скважины U1370.

Две подводные горы высотой 500 м, шириной 6 км находятся в восточной части площади. Самая большая подводная гора находится в 10 км к востоку от площади. Мощность осадочного покрова на участке скв. U1370 составляет ~ 70 м.

Преобладает в разрезе цеолитовая пелагическая глина. Отдельные прослои нанофосфильного ила (от 30 см до 2,9 м) бледно-коричневого до бледно-желтого цвета разделяют глину на верхнюю и более нижнюю части разреза. Основные компоненты глин – красно-бурый, до желто-коричневого, полупрозрачный оксид железа и марганца (RSO), филлипсит и смектит.

Пачка 1 – (интервал 0-62,77 м) – коричневая металлизированная цеолитовая пелагическая глина и металлизированная глина с марганцевыми нодулями и хардграундами. Пачка 2 – нанофосфильный ил чисто кальцитовый с филлипситом и RSO. Имеются два интервала со 100% коколитофор и фораминифер. Осадочная фракция состоит из планктонных и бентических фораминифер раннего палеоцена.

Пачка 3 – (интервал 62,7-72,08 м) – темно-коричневые металлизированные глины – до 88%RSO/ – гетит, рамсдейлит. В нижней части разреза – прослои потоков втекания (flow-in), содержащих фрагменты базальтов из подстилающей формации, действительный контакт с базальтами не был вскрыт. Изучение такой фракции из прослоев нанофосфильных илов показало доминирование планктонных и бентических фораминифер со значительно меньшим количеством остракод. Фораминиферы относительно хорошо сохранились, хотя фракция бентических фораминифер абрадирована и демонстрирует признаки растворения. Планктонные фораминиферы (нижний палеоцен) не были обнаружены в пелагических глинах выше резкого контакта с подстилающими илами, а бентические фораминиферы агглютинированы. В известковистых илах количество нанофоссилий ограничено, и они имеют признаки растворения и механических повреждений. Обычные образцы раннего палеоцена ассоциированы с меловыми – поздний маастрихт-верхний кампан, что позволяет интерпретировать их как переработанные, на основании датировок раннего палеоцена. Бентические фораминиферы в нанофосфильных илах имеют хорошую сохранность – крупные интенсивно кальцифицированные (палеоцен-эоцен). Обнаружен один неопределяемый образец остракод.

Модальные уровни RSO, филлипсита и глины составляют 36%, 29% и 27% соответственно. Ил (пачка II) содержит 96% коколитофоров, 3% филлипсита и 1% глины.

Нижняя глина (пачка III) содержит 88% RSO, 12% глины и 0% филлипсита и непосредственно налегает на базальты основания. Вулканическое стекло локально обильно (~ 43%) в пачке I; однако его общее количество составляет всего 7%, и оно полностью отсутствует в пачках II и III. Пелагический осадок налегает на измененный базальт, который был извлечен небольшими фрагментами. Микропалеонтологический анализ показывают, что фракция осадка >38 мкм состоит в основном из планктонных и бентосных фораминифер раннего палеоцена. Бентические фораминиферы обильны и умеренно хорошо сохранились в известковом нанофосфильном иле в основании разреза скв. U1370D. Бентические фораминиферы из этого интервала доминируют и представляют палеоцен до эоцена. Основание разреза датировано по маркерам биособытий временем 64,3-64,9 млн. лет – границей верхнего мела и палеоцена.

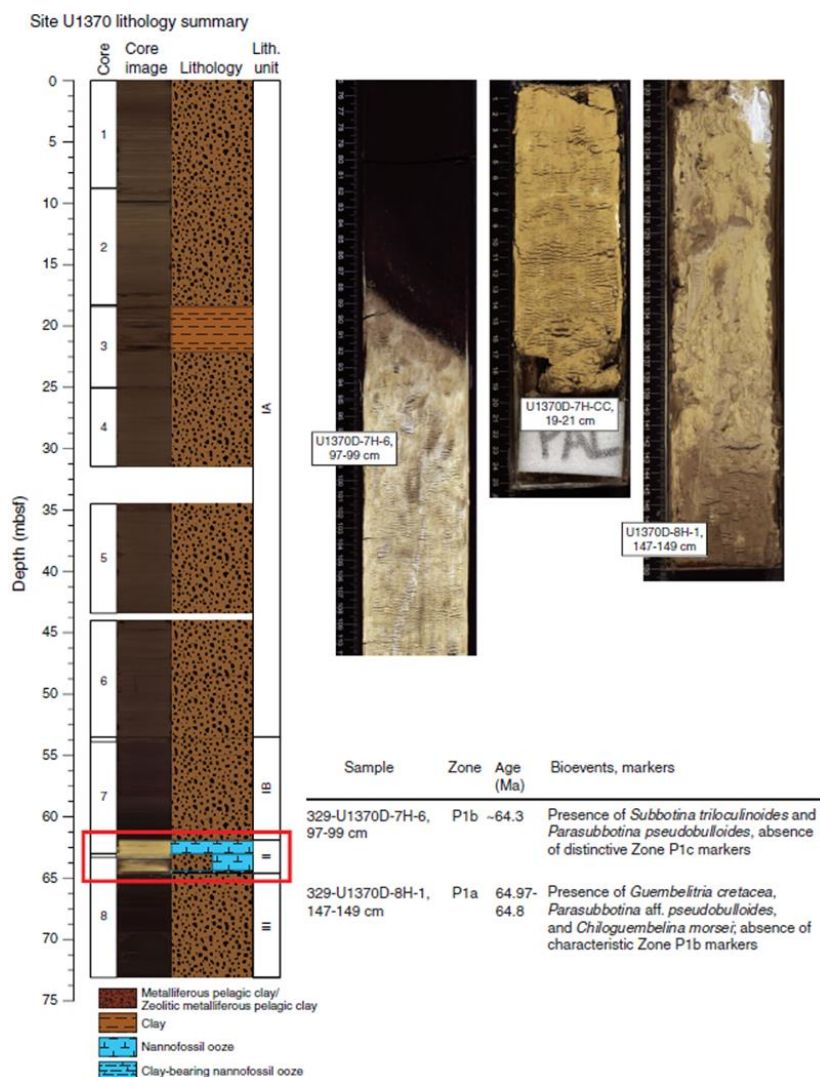


Рис. 1. 135. Литологическая и предварительная биостратиграфическая характеристика разреза скважины U1370. Главный компонент разреза – пелагические глины, но в коротком интервале 2,7 м (61,9-64,6 м) наблюдался в нижней части разреза известковистый нанофоссильный ил. Возраст показан по результатам изучения фораминифер.

Скв. U1371. Глубина 5301 м. Расположена в районе абиссальных холмов северо-восточного простирания с рельефом, варьирующим по высоте от 50 до 100 м.

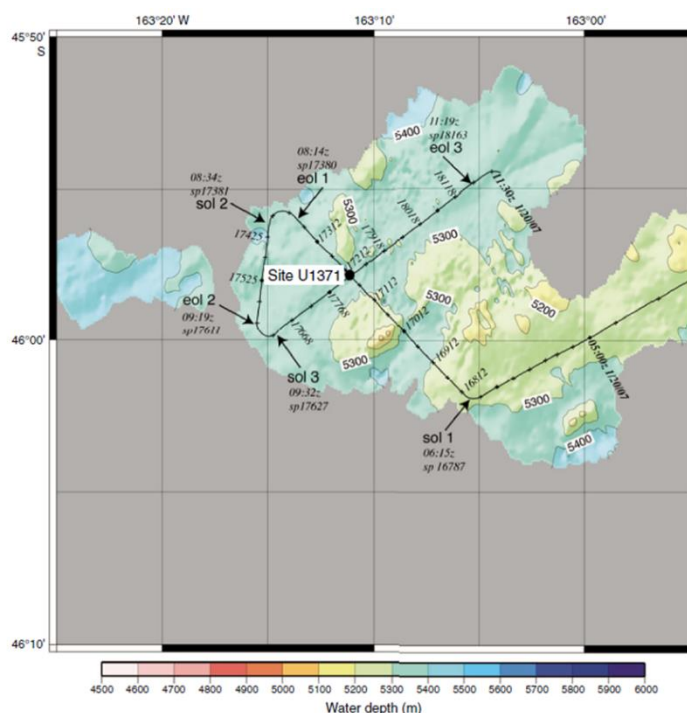


Рис. 1. 136. Сейсмический профиль района заложения скв U1371.

Рельеф холмов затушеван осадками. Не наблюдается подводных гор. Иногда присутствуют конические возвышенности высотой 200 м.

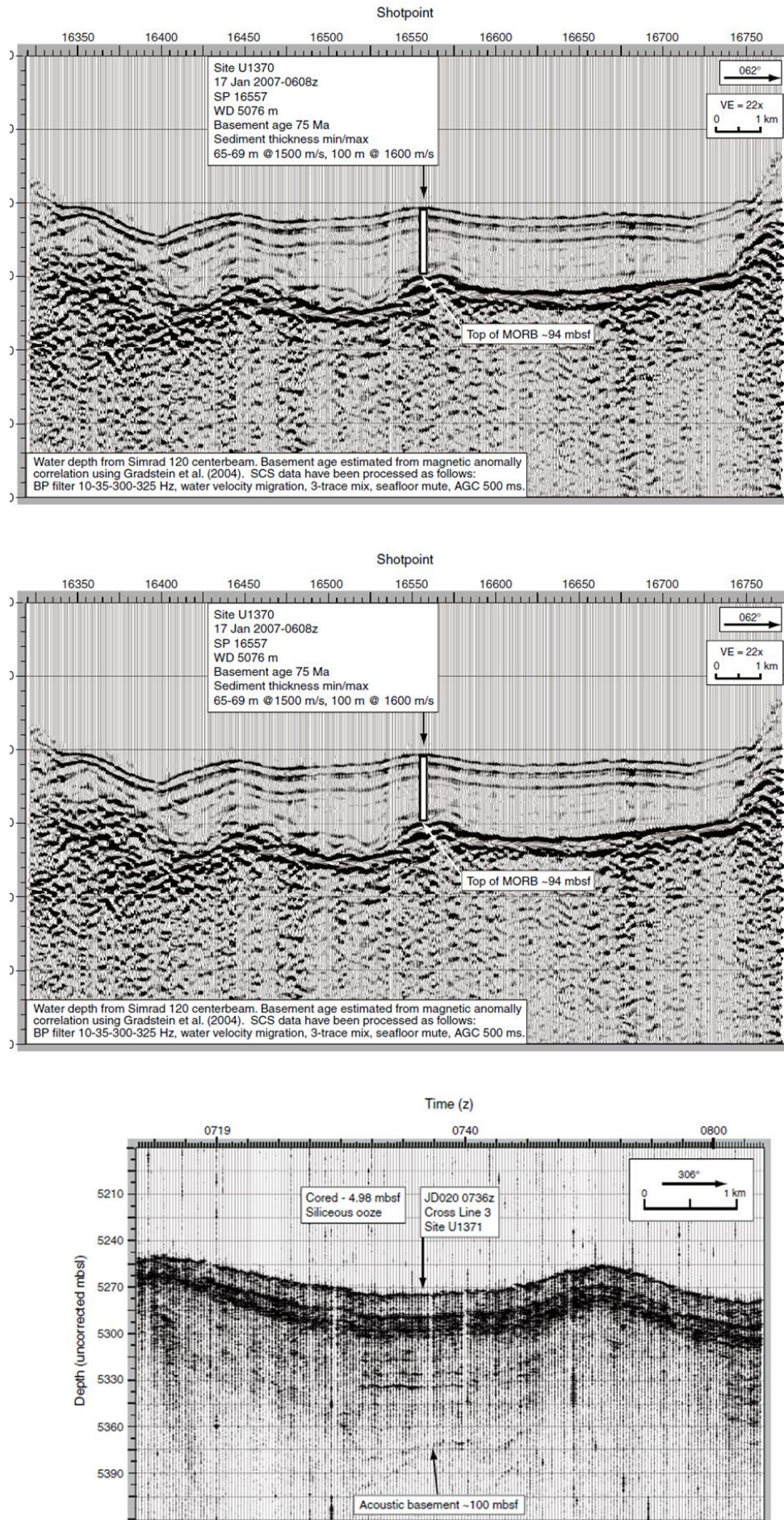


Рис. 1. 137. Сейсмические профили района заложения скв. U1371.

Мощность отложений, вскрытых в скв U1371 составляют ~ 130 м: диатомовый ил и пелагическая глина серого, оливкового и коричневого цвета. В разрезе скважины выделены две литологические пачки, контрастные по минералогии.

Пачка I – (интервал 0-104,2 м) – ил и глины – 56% и 17%, соответственно. Пачка имеет мощность 104-107 м. Примерно 15 коротких интервалов коричневых глин среди серых оливковых мощностью 0.1 м представлены прослоями пепла и твердой коры (hardgrounds). Диатомеи и радиолярии и спикулы присутствуют преимущественно в пепловых прослоях. Пачка содержит примерно 20 пемзовых и пепловых слоев и 6 хардграундов, которые сложены глиной и биогенными обломками диатомей, фрагментами радиолярий и спикул. В осадках отсутствуют первично осадочные текстуры – градиционная слоистость и др. Осадочные структуры сохранились в вулканогенных осадках. Базальные контакты резкие.

Пачка II – (интервал 104,2-129,0 м) – состоит из цеолитовой глины (32%), цеолита (30%) с красно-коричневым до желто-коричневых оксидов железа и марганца (RSO, 15%) и диатомовых глин. В ней присутствует до 26% диатомовых водорослей, но только в верхних 5 м. Цвет глин коричневый и насыщенность этого цвета возрастает с глубиной. Главный минерал глин – филлипсит. Другие незначительные составляющие осадка включают кварц, пирит, оксид / гидроксид марганца и биогенные частицы, включая радиолярии, спикулы губок и силикофлагеллаты. Металлизованные глины с марганцево-оксидными и гидроксидными компонентами преобладающе распространены в нижней части пачки 2 в интервале 110-120 м. Размер нодулей варьирует от 2 до 4 см. Слоистость в породах пачки 2 плохо выражена или отсутствует. Биогенные образования представлены диатомеями, радиоляриями, спикулами и силикофлагеллатами, практически отсутствующими в нижних 3 метрах пачки. Вулканогенные компоненты пачки 2 – обрывки стекол и пепел, глиноземный диатомовый ил и пелагическая глина в скв U1371 образованы как промежуточный источник разрушения эруптивных базальтов. Сведений о датировке отложений не приведено. Интервалы с высоким содержанием окаменелостей в богатых глиной слоях. В основании разреза в интервале около 2 м встречены обломочные зерна измененных базальтов и базальтовых стекол, которые имеют красно-коричневый и оливково-желтый цвет, и сопровождаются, в большинстве случаев, обломочной желтой глиной. Происхождение этих обломков связывается с внешним источником.

Так же, как и в ряде предыдущих рейсов и не только в пределах абиссальных равнин, остается не до конца выяснен ряд вопросов, касающихся, прежде всего, природы красных пелагических глин и характера их взаимодействия с подстилающими их базальтами. Не ясен также вопрос о природе изменений, проявленных в базальтах, так же, как и вопрос о механизме их эруптивного происхождения. В скважинах рейса 329 - описание красных глин достаточно детально и, в частности, в особенности отмечается присутствие или даже преобладание в них минералов – вторичных минералов, изменений базальтов основания – смектит, селадонит и др, а также широкое распространение гидроокислов железа, количество которых достигает первых десятков процентов. Касательно способа эруптивного образования потоков базальтов здесь, пожалуй, впервые отмечено присутствие лав паевого (еще и в рейсе 54 Восточно-Тихоокеанского поднятия). Эти лавы являются, по определению, лавами поверхностного происхождения, что находится в соответствии с такими признаками изменения базальтов, как обилие гидроокислов железа, смектита и т. д. Все это вступает в прямое противоречие с трактовкой, авторами, и природы извержения базальтов, и природы их изменений. К тому же красные «пелагические» глины с обилием в них продуктов изменения базальтов, вряд ли могут быть отнесены к продуктам «подводного выветривания». Все вышесказанное не противоречит крайне незначительной мощности десятки и первые сотни метров - красных глин с присутствием различных ихтиолитов и бентических фораминифер. Посторонний пользователь, приведенных первичных материалов, к которым относит себя и автор этого текста, может с учетом ранее известных ему материалов глубинного бурения, интерпретировать базальты основания разреза скважин рейса 329, как наземные или субмаринные образования. В связи с этим также предполагать их субаэральное, но не пелагическое изменение.

Рейс 329 проведен в южно-тихоокеанской абиссальной впадине. В рейсе скважины расположены на последовательном удалении от сопредельной с запада окраиной островной дуги Тога-Кермадек. Наиболее близкой к дуге является скважины U1365 и U1371 и удаленной скв. U1369. В отличие от ранее рассмотренных абиссальных

равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь, в условиях практически тех же глубин – 5600 м, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины – невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симаунты также незначительной высоты, но отдельно стоящие. Другим кардинальным отличием от абиссальных впадин является крайне незначительная мощность осадочного чехла десятки метров и другой состав отложений чехла, имеющих отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленных преимущественно красными глинами и редко прослоями нанофоссильных илов. Базальтовое основание представлено, практически нацело измененными, красными глинами с фрагментами структур или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов является сохранность в ряде скважин текстур пачное – свидетельство их излияния в наземных условиях. Отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе мел-палеоген. Радиолярии в глинах и порцелланитах датируются поздним мелом. Важно отметить присутствие в разрезе керна, наряду с красными глинами, прослоев иногда нанофоссильных илов, иногда тех же глин вмещающих, наряду с ихтиофауной, планктонные и бентические фораминиферы. Последние часто агглютинированы, что свидетельствует о переотложенном характере, как фораминифер, так и в целом таких прослоев, которые впервые в этом рейсе, авторами его описания, названы как flow-in – потоки втекания. Этот термин становится более определенным, чем ранее использовавшиеся термины – mass flow, debris flow. Термин flow-in более отчетливо показывает аллохтонную природу таких прослоев, ассоциированных с воздыманием сопредельных структур и погружения частей абиссальных впадин. Только подавляющее преобладание в разрезе Южно-Тихоокеанской впадины красных, металлизированных глин – продуктов изменения базальтов основания разреза, несущих признаки наземного излияния, отличает эту впадину от других абиссальных впадин Тихого океана. Пожалуй, самое важное то, что, несмотря на такие различия, и здесь в неявной форме выражено сочетание в разрезе автохтонных осадков и переслаивающихся с ними аллохтонных потоков втекания – flow-in.

Следует добавить к вышесказанному дополнительные особенности, различающие строение и время заложения абиссальных равнин Тихого и Атлантического океанов. В Атлантическом океане абиссальные равнины располагаются в непосредственной близости от окраин континентов. Время их заложения варьирует от позднего мела до третичного периода – с юга на север, но все они по сейсмическим данным состоят из вулканического основания, имеющего вид хребтов, сложенных базальтами и разделяющих хребты бассейнов, сложенных существенно карбонатными неритовыми фациями. В основании таких бассейнов располагаются брекчии выветрелых базальтов, цементированные карбонатным материалом. Выше по разрезу в большинстве впадин располагаются пелагические отложения – нанофоссильные илы – преимущественно.

В пределах абиссальных впадин Тихого океана в их основании также размещены ареальные базальты, но выше них залегают массивные металлизированные красные и красно-черные глины с фрагментами нацело измененных - выветрелых базальтов, а еще выше по разрезу – чередование красных и коричневых глин с прослоями характерных отложений, вмещающих «смешанные» пелагические и бентические фораминиферы и ихтиолиты - остатки рыб различного возраста. Эти отложения, авторами описания разрезов, называют по-разному - наиболее удачным является их определение или как debris flow или flow-in – «потоки втекания». Все это может рассматриваться как признак формирования надбазальтовых отложений в условиях дифференцированного «пульсационного» прогибания, сочетающегося, возможно, с такого же рода движениями в сопредельных с абиссальными впадинами динамически активных структурах – таких как асейсмичные хребты, островные дуги и внутри океанские системы гайотов и поднятий.

Такого рода динамически активные структуры отсутствуют в сопредельных с абиссальными впадинами пассивных окраин континентов, как в Атлантическом океане, что возможно и определяет различия в заложении и развитии абиссальных впадин в этих океанах, но при том, что в них общим для всех океанов началом - триггером заложения и развития абиссальных впадин - являются ареальные проявления базальтового вулканизма.

1.1.2. Обсуждение результатов бурения

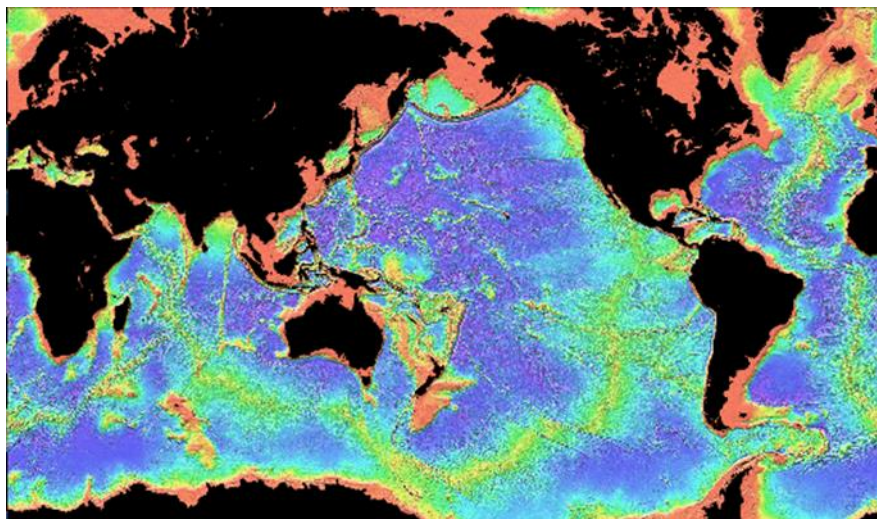


Рис. 138. Батиметрия Мирового океана.

Рассмотрение батиметрической карты Мирового океана отчетливо показывает, что в пределах Тихого океана абиссальные впадины занимают заметно большие площади по сравнению с Атлантическим и Индийским океанами. В этой связи представляется первоочередной задачей проанализировать данные глубоководного бурения, начиная с наибольшей из абиссальных впадин – Северо-Западной и в дальнейшем последовательно переходить к другим абиссальным впадинам. Предпочтение, оказываемое Северо-Западной впадине – абиссали – (basin=бассейну в англоязычной терминологии) отдается еще и потому, что именно в этой структуре бурением вскрыты среднеюрские осадки и вулканиты, представляющие древнейшие в Тихом океане осадки и вулканиты. Это весьма примечательный факт еще и оттого, что в Атлантическом и Индийском океанах, древнейшими являются, вскрытые бурением, отложения триаса, отсутствующие по данным бурения в Тихом океане, что соответственно меняет сложившиеся представления о сравнительной «древности» этих океанов.

Северо-Западная абиссальная впадина.

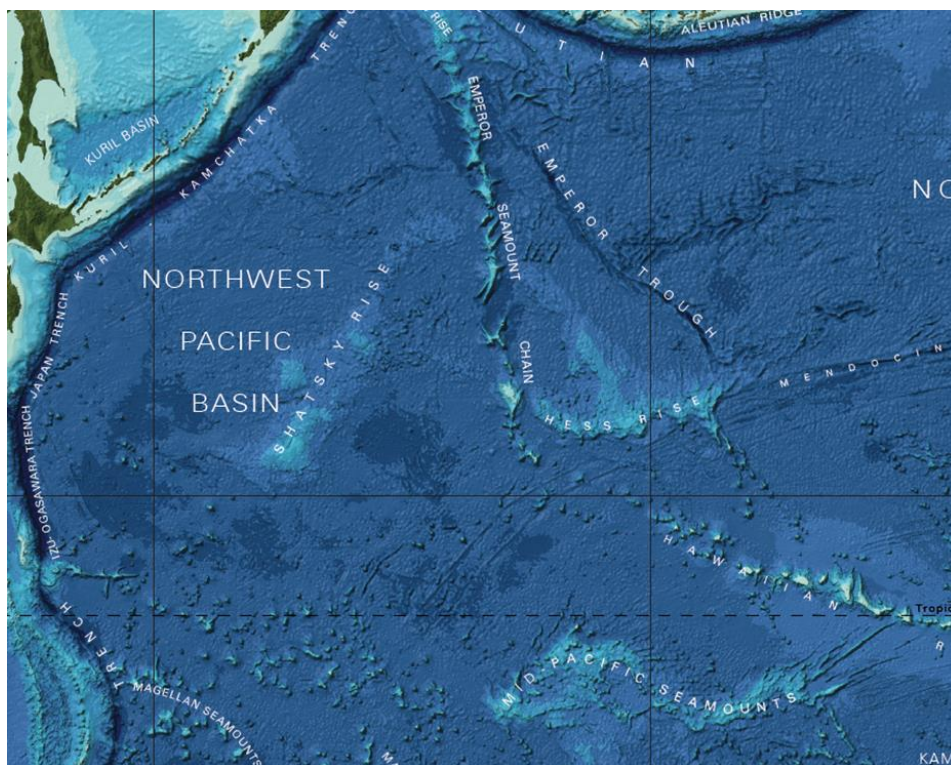


Рис. 1. 139. Фрагмент батиметрической карты Мира с изображением Северо-Западного бассейна (www. gebco. net)

Площадь, занимаемая этим бассейном, ограничена с запада системой островных дуг Идзу-Бонинской и Марианской, а с востока - двумя асейсмичными хребтами - Императорским и Гавайским. Наиболее северными, расположенными к востоку от острова Хоккайдо и юго-востоку от поднятия Шатского, являются скважины рейса 32, забуренные на глубинах в среднем 5600 м и вскрывшие надбазальтовые нижнемеловые отложения – поздний альб-баррем-готерив, ниже которых вскрыты измененные покровы базальтов, чередующихся с гиалокластитам. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также, как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелые, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиоляриям. Детальная поинтервальная датировка кернов, в широком интервале возрастов и достаточно дробным делением по радиоляриям кернов, вступает в явное противоречие с очень обобщенной характеристикой литологического состава отложений, вскрытых бурением. При этом, практически без комментариев, остаются значительные и датированные перерывы в осадконакоплении. Так, в скв. 303 отмечено налегание позднего миоценовых отложений на отложения сеномана- альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана- позднего альба. Здесь из разреза выпадают палеоцен и ранний мел. Вопросы возникают и оттого, что в тексте, резюмирующих разделов, отсутствуют комментарии по этому важному вопросу, а из довольно лаконичного описания литостратиграфии, не становится ясно, как могли быть не замеченными, такие невероятно длительные перерывы продолжительностью не менее 70 млн. лет в осадконакоплении. Также важно отметить, что в описании состава надбазальтовых отложений указана их насыщенность гидроокислами железа и отмечается (не всегда) характеристика изменений базальтов, хотя используется термин «выветривание». Необходимо также отметить сравнительно широкий временной интервал формирования раннемеловых отложений и отсутствие в меловых отложениях типичного для океанов отложений временного интервала конца верхнего мела-маастрихт-кампан. Следует также отметить отсутствие в надбазальтовом разрезе отложений обломочных потоков, типичных для абиссалий других рейсов Северо-Западной впадины.

В пределах Северо-Западного бассейна пробурена скв. 1179 рейса 191. Скважина расположена между Японией и поднятием Шатского. Глубина – 5400 м. Пробурено 375 м осадков и 100 м базальтового основания. До глубины 246 м вскрыты преимущественно пелагические глины и нанофоссильные илы до миоцена и только после 283 м вскрыты раннемеловые базальты. Надбазальтовые отложения: трещиноватые кремни, пестроцветные трещиноватые, брекчированные, плохо сохранившиеся, сантиметровые прослои кремней, дециметровые прослои мела и кремнистых известняков, порцелланитов, радиолярий, раннего мела. Базальтовое основание - ранний мел - афиновые базальты разделены на 48 потоков; массивные потоки, пиллоу-лавы, разделенные осадками и вулканическими брекчиями. Первичная минералогия базальтов позволяет отнести их к базальтам СОХ, скорее, чем к базальтам океанических островов. Стекловатые разности базальтов палагонитизированы. Кальцит, селадонит, сапонит, смектит и цеолиты заполняют трещины и миндалины.

Бурение в Северо-Западном бассейне абиссали проведено в рейсах 61, 129. Глины и карбонатные породы раннего мела с характерным присутствием в осадках ихтиолитов – ранний мел и ниже – раннемеловые базальты. Результат завершения рейса 129, заключается в том, что в этом рейсе первые и единственные скважины проникают в изверженный фундамент (не обязательно слой 2) в бассейнах Восточно-Марианском и Пигафетты, позволяет

проводить экстраполяцию результатов бурения в этих самых древних бассейнах Тихого океана. Бурение, проведенное в рейсе 129 показало, что среднемиловые потоки базальтов, перекрывают юрские нижнемиловые отложения по всей Восточной части Марианского бассейна и юго-востоку бассейна Пигафетты.

Верхнеюрско-нижнемиловые отложения выявлены в скв. 801 и между скважинами 801 и 800. Турбидитовые напластования различной мощности и возраста являются вездесущими в пределах обоих бассейнов. Меловые турбидитовые толщи были выявлены бурением в подводных горах Магеллан и Маркус-Уэйк и в подводных горах возраста апт или моложе. Подводные горы (атоллы хребта Кэралайн), расположенные на расстоянии более 300 км к югу от скв 802, были источником вулканогенных турбидитов миоцена в южной, центральной и восточной частях Марианского бассейна, в то время как карбонатные платформы развивались на гайотах Май Тай и других постройках подводных гор Магеллана, были источником переотложенной мелководной карбонатной последовательности, выделенных вдоль восточной окраины Восточного Марианского бассейна. Зона разлома Огасавара подводных гор Магеллана отделяет бассейн Пигафетты от бассейна Восточно-Марианского и влияют на формирование источников и распределения переотложенного материала.

Завершая характеристику результатов бурения в рейсе 129 и в особенности в скв. 801, следует, прежде всего, отметить единственное в Тихом океане вскрытие средне- и позднеюрских отложений в пределах впадины Пигафетта. Скважина 801 заложена на глубине 5685 м. Здесь важно подчеркнуть, что в разрезе скважины выделены две крупные литостратиграфические единицы – верхняя меловая с элементом верхней юры в основании этой пачки и – нижняя, существенно средне-поздне юрская – батон-келловей. Общемировое несогласие между морскими осадками оксфорда и келловей, обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловей и или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловеем, батоном и оксфордом в скв. 801 может отражать проявление и здесь глобального события, маркирующего границу средней-поздней юры, что не отражает локального тектонического события.

Принципиально важно, что верхняя – существенно меловая и нижняя – существенно юрская части разреза скв. 801 – различны по составу и строению разреза. Нижнеюрская, преобладающе красноцветные кремни и аргиллиты, в основании которых расположены потоки лав базальтов, в значительной степени, измененных, окисленных – являются источниками базовых гидроокислов железа осадочной юрской толщи и в том числе ее частей, чередующихся с лавовыми потоками. Верхняя пачка, в значительном временном интервале и третичных и меловых отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководного состава и строения, источника материала в турбидитах, которыми считаются расположенные севернее ныне подводные горы и гайоты. Таким образом, здесь происходит, в известном смысле, двухстадийное становление абиссальной котловины с юрскими базальтами в ее основании. Без особых нарушений, такое развитие впадины можно трактовать, как двухстадийное и насыщенное тектоническими событиями и в верхней, и в нижней частях разреза, впадины. Следует, также, особо отметить, что случай скв. 801 уникальный не только в пределах Тихого океана, но и в других океанах. Остается во многом неясным, какими же были причины резкой смены истории двухстадийной этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же, возможно, в случае бурения – глубокого – ниже меловых отложений, вскрытия других фрагментов юрских элементов в истории развития Тихого океана.

Среднеюрские базальтовые лавы, вскрытые скв. 801 в бассейне Пигафетта, представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. Сложный 131 метровый разрез показывает, что верхняя часть его основания сложена серией щелочных базальтов (около 157 млн. лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов. Нижние толеитовые базальты (около 167 млн. лет), представляют нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции – разделены кварц сцементированными

желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-селадонит-пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толитовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами.

В рейсе 185 скважина 801 рейса 129 была заложена в стволе скв. 801 и пробурена дополнительно на 450 м для вскрыши среднеюрских отложений. Рейс 129 обозначен исполнителями как «Древняя кора Тихого океана» (1990) и именно этой задаче и было посвящено бурение в пределах абиссальной впадины Пигафетта с глубиной заложения скв 800 – 6241 м., скв. 801 – 5685 м и скв. 802 – 5969 м в бассейне Марианском. Характеристика состава и строения разрезов по этим скважинам приведена в соответствующем разделе. Здесь же коротко резюмируем основные особенности – лито - и петрогеодинамические разрезов по этим скважинам. Важно отметить, что все эти бассейны, впадины находятся в обрамлении вулканических поднятий и крупных симаунтов, что соответствующим образом и отражено в строении разрезов и в составе слагающих их отложений. Базовой отличительной особенностью их строения является очень широкое распространение в них вулканокластических отложений. Характерной особенностью строения прослоев этих отложений является резкая нижняя граница и диффузная верхняя граница с подобием градационной слоистости. Такие прослои в значительном (до 100 и более) количестве присутствуют в меловых отложениях. Важно также отметить многочисленные перерывы в осадконакоплении. Все это свидетельства напряженной тектонической обстановки и взаимосвязи формирования вулканокластических прослоев с тектоническими движениями и эрозией тех же меловых отложений в сопредельных с бассейнами поднятиях. В разрезе скв. 800 пелагические осадки вскрыты скважиной до альба. Переотложенные вулканокластические отложения апта их происхождение связывается с недалеко расположенными образованиями симаунта Химу и эти мелководные отложения могли быть также сносом материала гайотов, расположенных в 100 милях к юго- и северо-востоку от места бурения скв. 800. Пелагические осадки вновь появились в разрезе среднего - нижнего мела. Юрская кора не была вскрыта скважиной и древнейшие осадки берриаса. Изверженные породы, по мнению авторов, имеют интрузивное происхождение. Максимум вулканической активности приурочен к апту. В скв. 802 вулканокластические осадки как меловые, так и миоценовые содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. В пачке 9 присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симаунты тогда формировали острова. В пачке 5 мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельствуют об их формировании вблизи или выше поверхности моря. В пачке 2а – в основании мелководные карбонатные обломочные породы и фрагменты древесины показывают, что источник находился выше уровня моря. В тонких покровах пиллоу-лав сверху содержится галечник базальтов, перекрытых темно-коричневым аргиллитом (поток 1), красно - коричневые осадки перекрывают поток 2. В скв. 801С пачка 6 – (интервал 461,6-590,9 м) средняя юра келловей – батон - основание разреза. Нижние 133 м содержат чередующиеся маломощные потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов, и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноваты, брекчированные. Осадки между потоками, главным образом, кремни с силифицированными радиоляриями. Присутствуют перекристаллизованные известняки. Между базальтами также встречаются прослои красных аргиллитов мощностью 1-5 см, вулканокластические метаосадки с перекристаллизованными микрофоссилиями, перекрываемые обогащенным железом метакремнями.

Красные известковистые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и кремни наблюдаются между потоками базальтов в основании разреза скв. 801С.

В верхней части лавовых потоков сантиметровые базальтовые фрагменты более окислены, чем нижележащие. Все породы скв. 801С по-разному изменены от 10 до 75%. Наконец, следует отметить, что в наибольшей степени из всех пачек (потоков) окислены верхние от 1 до 4, при этом наиболее окислена верхняя часть пачки 2. Базальты при микроскопическом изучении показывают присутствие мелких миндалин. Около 339,30 м основания было пробурено в рейсе 185 до глубины 935,70 м. Породы основания преимущественно афировые базальты, мощность которых варьирует от 50 см до 1 м, и они представляют или пиллоу лавы, или потоки, с интервалами брекчий, гиалокластитов и меж подушечных перекристаллизованных осадков. Выделено верхнее сечение щелочных базальтов, нижнее – толеитовых массивных базальтов и разделяющая их гидротермальная зона – 510-530 м. Далее, выделено сечение, представленное пиллоу лавами и потоками, и нижняя гидротермальная зона – 625 м. Ниже массивных потоков – 840 м – мощная зона брекчий и далее вниз по разрезу в интервале 850-930 м также пиллоу и тонкие потоки. Последний поток, вскрытый в рейсе 129 представлен 2,5 м потоком афировых базальтов. Этот поток имеет номер 32. Литологические пачки скв. 801 с рейса 185 нумеруются, начиная с номера 33, выделено 28 пачек. Пачка 33 – обломки афировых базальтов с некоторым количеством меж подушечного материала. Пачка 34- 2 м – поток афирового базальта. Ниже выделены пиллоу лавы пачки 35-37; разделенные кремнистыми пелагическими осадками – пачка 36. Пачка 38 – чередование пиллоу и тонких потоков мощностью от 11 до 68 см с кремнистыми осадками, гиалокластитами и интервалами брекчий.

Анализ материалов дополнительного бурения скв. 801С, несмотря на значительный интерес, тем не менее, вызывает, у пользователя, появление некоторых вполне оправданных вопросов. Прежде всего, остается совсем не ясной причина значительных изменений в базальтах и особо в межбазальтовых горизонтах. Прежде всего, не понятно, каким образом в разрезе сочетаются незначительной мощности миндалекаменные пиллоу базальты и массивные афировые базальты. Как могут располагаться в непосредственной близости субмаринные пиллоу базальты и потоки афировых базальтов. Или в этом случае они субмаринные – тогда здесь не место маломощным массивным афировым базальтам, или же и те, и другие являются мелководными, или наземными образованиями. В пользу второго предположения могут свидетельствовать и гиалокластиты в верхних частях потоков и брекчий, в которых обнаружены разной сохранности радиолярии. Некоторым ключом к пониманию этих неопределенностей, может быть характеристика верхнего красного горизонта – надбазальтового, которая выглядит следующим образом: «Пачка 1 – (интервал 8-6,8 м) – кайнозой – маастрихт и голоцен-олигоцен – гомогенные темно-красно-коричневые пелагические глины. Этот «красно-коричневый полупрозрачный объект» – обычен в пелагических коричневых глинах других скважин Тихого океана. Обычен филлипсит, исключительно редки ихтиолиты, марганцевые нодулы, вулканическое стекло, детритовый кварц. Не ясно отсутствие осадочных структур и высокая пористость осадков. Красный цвет осадков определяет окислительные условия и бентические условия. Из этого следует, что авторы описания этой пачки и нижележащих вулканитов, складывается впечатление, в силу «концептуальной зависимости», старательно избегают какого-либо упоминания о возможных мелководных условиях формирования красного горизонта и меж базальтовых отложений. Это внутреннее противоречие, видно из приведенного выше фрагмента, где положение о пелагичности илов вступает в явное противоречие с положением о бентических условиях их формирования.

Рассматривая геохимические характеристики базальтов верхов и низов разреза скв. 801, можно отметить, что различия в составе базальтов, в известной мере, коррелируются с различиями в строении разрезов нижней и верхней частей. Следовательно, начало формирования базальтовых толеитовых серий в средней юре

ассоциировано, видимо, с начальным плавлением мантии на неглубоких уровнях, и затем, с течением времени, плавление смещается на более глубокие уровни мантии и сопровождается формированием щелочно-базальтовых серий, которые типичны в мелу в пределах поднятий, хребтов и гайотов – в районе ограниченном асейсмичными хребтами – Императорским и Гавайским на востоке и островодужными системами – на западе. При этом, щелочные серии формируются в пределах абиссальных равнин не всегда, и причина этого остается неясной.

Остается не до конца ясным вопрос происхождения вулканокластических турбидитов в верхней надюрской части разреза скв 801 и принадлежность этих мелководных образований к собственно турбидитам. Являются ли они действительно аллохтонными – турбидиты – образованиями или они имеют автохтонную природу и отражают существование на месте условий мелководного осадконакопления? Или же эти образования являются, как было рассмотрено на примере глубоководной впадины Науру (рейс 61), отложениями обломочных потоков (debris flow), формирование которых связано с воздыманием задуговых хребтов и сопряженных с этим процессом воздымания ареальных шлейфов (аргон) обломочных потоков, далеко распространяющихся от воздымающихся хребтов. То же, по-видимому, происходит и в бассейне Пигафетта в связи с формированием сопредельных поднятий и вулканических построек Маршалловых островов. Здесь важно выделить определяющую роль, в этом случае, сопряженных процессов воздымания вулканических поднятий и погружения абиссальных равнин. Все эти процессы, так или иначе, инициируются глубинными процессами формирования базальтовых расплавов, процессами базальтового вулканизма.

Бассейн Науру. Северная часть. Глубина – 5181 м. Поздний кампан - ранний маастрихт и сеноман отличается от вышележащих отложений эоцен - маастрихт – кремнистые породы, мел и известняки, исчезновением кремней и появлением вулканокластического материала. Граница с пачкой 4 – осадочно-базальтовый контакт. Верхняя часть пачки сложена светло-оливково-серым до палево-желтого нанофосильным мелом и известняком в ассоциации с нанофосильным мелом и аргиллитом. С этими породами переслаиваются вулканокластические породы: параллельно и косослоистые галечные конгломераты с обломками аргиллита размером до 2 см. Характерны оползневые структуры. В основании вулканокластических прослоев присутствуют вулканические брекчии с измененными мафическими обломками и остатками рыб. С вулканокластическими прослоями ассоциируются различные мелководные скелетные организмы, крупные бентические фораминиферы, обломки раковин моллюсков, сегменты эхиноидов и редкие бриоза со свидетельствами переотложения. Эти мелководные окаменелости возраста – поздний кампан – маастрихт – показывают, что банки в фотической зоне существовали в позднем мелу, возможно, в районе Маршалловых островов. Обогащенные матриксом, вулканические брекчии, возможно, формировались отложением подвижных пластических масс типа обломочных потоков и существование поблизости проявлений вулканизма. Базальная часть вулканокластического разреза представлена вулканической брекчией, содержащей измененные мафические обломки, окруженные (запечатанные) голубовато-серой глиной. Комплекс базальтов бассейна Науру, по данным бурения, представлен двумя пачками. Верхняя пачка представлена базальтами и силлами, чередующимися с вулканокластическими осадками. Силлы имеют мощность от одного до 50 метров и все базальтового состава. Они внедрены в осадки с возрастом от сеномана до готерив- баррема. Нижняя пачка представлена базальтовыми потоками различной мощности и отделена от верхней пачки 10 м – осадками готерив-баррема. Не обнаружено убедительных признаков присутствия пиллоу лав в пробуренном изверженном комплексе.

Мелководные крупные фораминиферы и другие ассоциированные виды, адаптированные к рифовым условиям, были вскрыты в скв. 462, пробуренной на глубине 5181 м в бассейне Науру южнее Маршалловых островов.

Мелководный материал, по мнению авторов описания разреза, главным образом переработанный по следующими причинам: 1 - по ассоциации с вулканокластическими брекчиями и грубозернистыми песками; 2 - присутствием эпизодически внутри турбидитов обломков пелагических компонентов (планктонные фораминиферы, радиолярии и известковый нанопланктон). Более 60 образцов крупных фораминифер были диагностированы. Их возраст меняется от кампана до позднего олигоцена. Только несколько образцов определены как средний мел. Сопоставлены с подобными мелководными ассоциациями, вскрытыми в глубоких скважинах центра западной Пацифики (острова Лайн, хребет Туамоту).

На этом основании присутствие крупных фораминифер обусловлено:

1 – существованием крупных вулканических построек, венчаемых рифами в середине среднего мела, в позднем кампане до позднего маастрихта, в среднем и позднем эоцене, раннем и позднем олигоцене;

2 – пять главных дискретных эрозионных событий были установлены в позднем мелу, они датируются средним - поздним маастрихтом, поздним эоценом, ранним средним олигоценом;

3 – ассоциации крупных фораминифер имеют значительное сходство с Карибской биопровинцией в течение мела, в то время как они содержат многие Тетические или Индо-Тихоокеанские элементы в течение третичного периода.

Северо-Восточная абиссальная впадина.

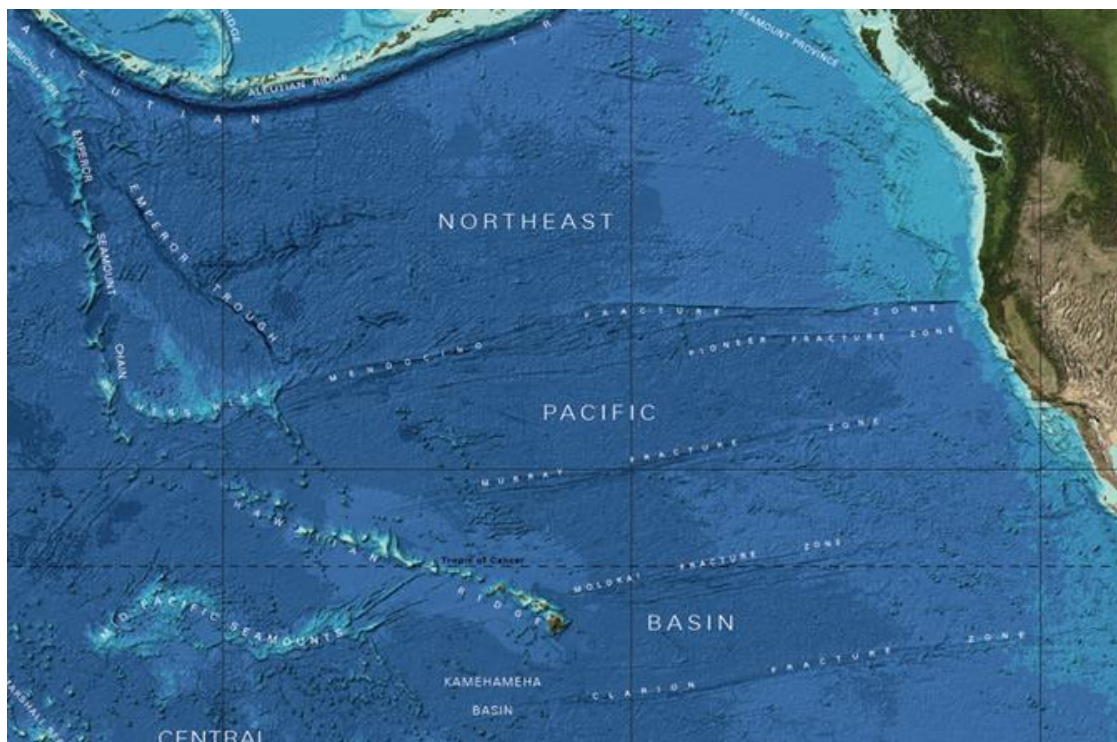


Рис. 1. 140. Фрагмент батиметрической карты Мира с отображением Северо-Восточной абиссальной впадины (. www.gebco.net).

Юго-Западная Тихоокеанская впадина.

Границами этого бассейна – абиссальные впадины – являются: с запада – островная дуга Тонга-Кермадек и с востока – фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В пределах этого бассейна пробурены скважины в двух рейсах – 91 и 329.

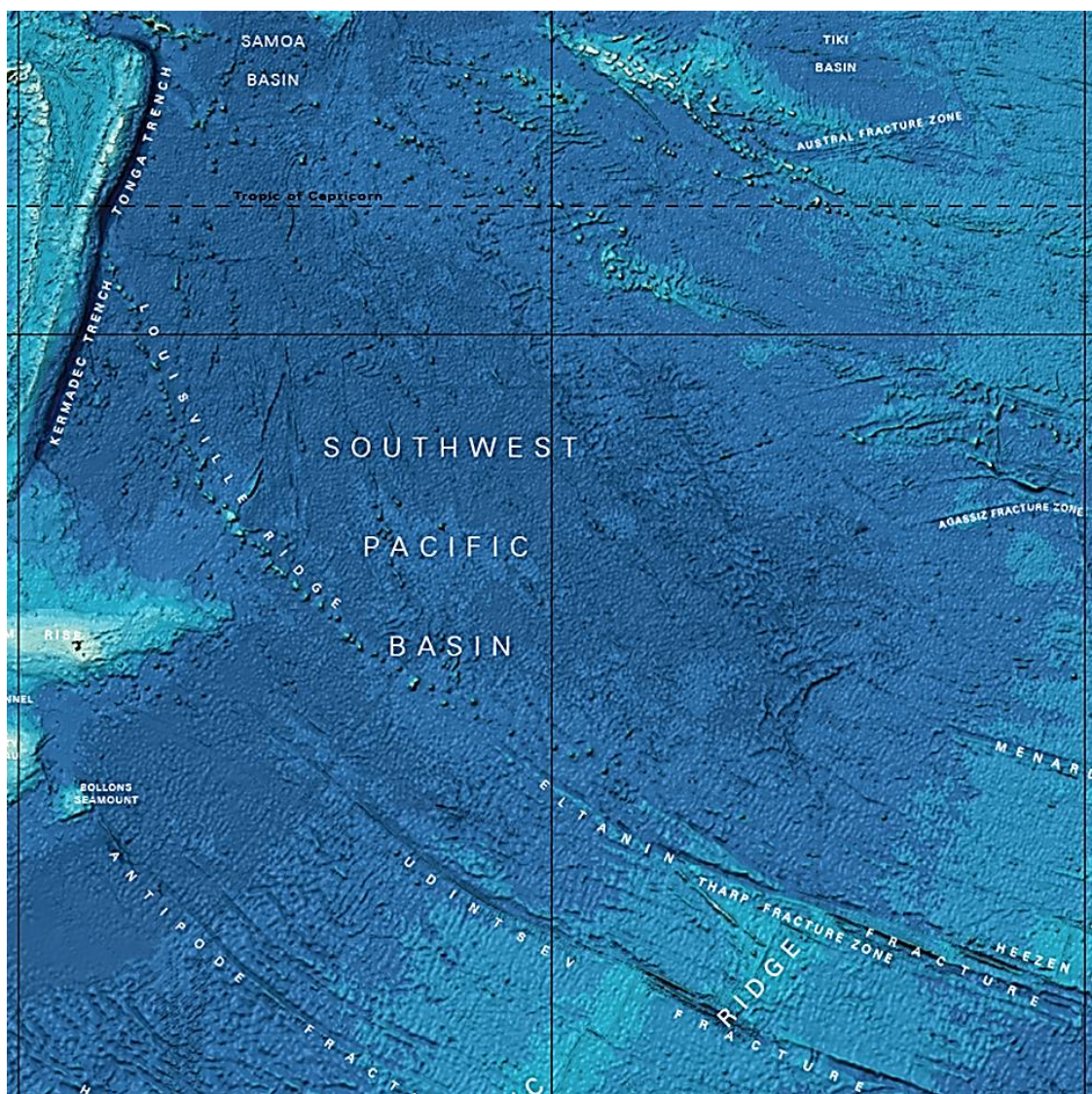


Рис. 1. 141. Юго-западный Тихоокеанский бассейн.

В этом рейсе геоморфологическая ситуация в какой-то мере сходна с ситуацией, рассмотренной в Северо-Восточном бассейне. Сопоставимы здесь разрезы скважин, наименее и наиболее удаленных от границы островной дуги, Тонга-Кермадек. Наиболее близко расположенной к дуге и удаленной от ВТП являются скважины U1365 U1366 U1370 U1371. Типичной особенностью рельефа дна района заложения этих скважин являются абиссальные холмы, грубо ориентированных с рельефом, варьирующим по высоте от 150 до 200 м, холмы простираются на протяжении 5-8 км и их рельеф затушеван осадочным покровом. Так в разрезе скв. U1365 выделены три пачки: верхняя – средний маастрихт – металлизированные ожелезненные (metalliferous) темно-коричневые пелагические глины; ниже по разрезу палево- и темно-коричневые – порцелланиты и кремни. Количество гидроокислов железа возрастает до 10%. Радиолярии – средний кампан, далее вниз по разрезу – металлизированные ожелезненные глины коричнево- и красно-черные, которые отличаются от верхних пачек черным цветом, в результате интенсивного обогащения аморфными оксидами железа и марганца. Контакт осадки – базальт вскрыт и представлен смесью фрагментов базальтов и черной глины. При этом базальты интенсивно изменены. Базальты пробурены в интервале от 71 до 124 м. Базальты представлены порфиоровыми базальтовыми и афировыми потоками. По составу, строению и морфологии потоков выделены 17 пачек, чередующихся с базальтовыми брекчиями, представляющими межпотоковые контакты. Эти брекчии группируются в субпачки внутри каждой пачки. Небольшие фрагменты базальтов обнаружены в керне, но они настолько изменены в сапонит и гидроокислы железа, что их невозможно определить. Один образец лавы показал паехое веревочную текстуру, что, по мнению авторов, свидетельствует о

том, что этот образец принадлежит к поверхности потока. Радиолярии датируют возраст основания разреза – средний маастрихт - средний кампан. Главными составляющими стратиграфического разреза являются зубы рыб (ихтиолиты) алевритовой размерности, агглютинированные фораминиферы, кварц, фрагментированные радиолярии и микрометеориты. Разрез скв. U1366 в целом, сходен со скв. U1365, но в средней пачке, наиболее нижние составляющие разреза пачки 2, представлены литическим песком, нодулярной глиной и массивной красной глиной. Состав песков – смесь литических фрагментов – оливин, плагиоклаз и глина. Глинистые нодули представляют собой измененный базальт. Интервал, перекрывающий литический песок, содержит 10,5-14,5 см красных и черно-красных глинистых нодулей. Прослой пепла отмечены в нижней части пачки 1 и в верхней пачки 2 – измененный вулканический пепел. Прослой литического аргиллита и песка образованы в результате выветривания, эрозии и последующего переотложения. Присутствие в песке оливина и плагиоклаза в породах, прямо перекрывающих базальт, считается продуктом выветривания океанического дна (seafloor weathering) и транспортировки осадочного материала на короткое расстояние. Состав обломочного материала песка представляет собой смесь фрагментов пород, минералов (оливин и плагиоклаз) и глины. Авторы пришли к выводу о том, что глинистый материал, внедренный в песок, произошел в процессе разрушения измененного базальта. Интервал, лежащий выше песка, содержит 10,5-14,5 см рыхлых, красноватых и черных глинистых конкреций. Фрагменты измененного базальта были обнаружены в песках в основании керна. Небольшие фрагменты (от 5 мм до 2 см) 60% -100% сложены глинистыми минералами, которые распадаются при прикосновении. Основываясь на сохранившихся особенностях структуры пород, авторы определили их как криптокристаллические афировые базальты с клинопироксеном и плагиоклазом, составляющих основную массу породы. Наличие гиалокластитовой корки предполагает, что породы являются верхней закаленной частью потока. Изменения на краях базальтовых фрагментов очень похожи на обломки в песке, что указывает на то, что песок может быть базальтовым по происхождению. Наблюдения образца 329-U1366F-4H-5, 110-111 см, указывают, что базальтовые фрагменты почти полностью превращены в глинистые минералы, с несколькими остатками плагиоклаза и крошечных (<0,05мм) кристаллов клинопироксена. Вторичные минералы включает сапонит (55%), иддингсит (35%), гидроксиды железа (3%) и второстепенные вторичные оксиды Fe-Ti. Основание разреза датировано по маркерам биособытий временем 64,3-64,9 млн. лет – границей верхнего мела и палеоцена.

Так же, как и в ряде предыдущих рейсов и не только в пределах абиссальных равнин, остается не до конца выяснен ряд вопросов, касающихся, прежде всего, природы красных пелагических глин и характера их взаимодействия с подстилающими их базальтами. Не ясен также вопрос о природе изменений, проявленных в базальтах, так же, как и вопрос о механизме их эруптивного происхождения. В скважинах рейса 329 - описание красных глин достаточно детально и, в частности, в особенности отмечается присутствие или даже преобладание в них минералов - вторичных минералов изменений базальтов основания – смектит, селадонит и др, а также широкое распространение гидроокислов железа, количество которых достигает первых десятков процентов. Касательно способа эруптивного образования потоков базальтов здесь, пожалуй, впервые, отмечено присутствие лав паехое (еще и в рейсе 54 Восточно-Тихоокеанское поднятие). Эти лавы являются по определению лавами поверхностного происхождения, что находится в соответствии с такими признаками изменения базальтов, как обилие гидроокислов железа, смектита и т.д. Все это вступает в прямое противоречие с трактовкой авторами природы извержения базальтов, и природы их изменений. К тому же красные «пелагические» глины с обилием в них продуктов изменения базальтов вряд ли могут быть отнесены к продуктам «подводного выветривания». Все вышесказанное, не противоречит крайне незначительной мощности десятки и первые сотни метров - красных глин с присутствием различных ихтиолитов и бентических фораминифер. Автор этого текста, может с учетом ранее

известных ему материалов глубинного бурения, интерпретировать базальты основания разреза скважин рейса 329, как наземные или субмаринные образования. В связи с этим также предполагать их субаэральное, но не пелагическое изменение.

В отличие от ранее рассмотренных абиссальных равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь в условиях практически тех же глубин – 5,600 м, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины – невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симаунты также незначительной высоты, но отдельно стоящие. Другим кардинальным отличием от абиссальных впадин является крайне незначительная мощность осадочного чехла (десятки метров) и другой состав отложений чехла, имеющих отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленный, преимущественно, красными глинами и редко прослоями нанофоссильных илов. Базальтовое основание представлено нацело измененными, красными глинами с фрагментами структур, или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов основания в наземных условиях отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе мел – палеоцен. Радиолярии в глинах и порцелланидах датируются поздним мелом. Важно отметить присутствие в разрезе керна, наряду с красными глинами, прослоев иногда нанофоссильных илов, иногда тех же глин, вмещающих, наряду с ихтиофауной, планктонные и бентические фораминиферы. Последние, часто агглютинированы, что свидетельствует о переотложенном характере, как фораминифер, так и в целом таких прослоев, которые впервые в этом рейсе, авторами его описания, названы как *flow-in* – потоки втекания. Этот термин становится более определенным, чем ранее использовавшиеся термины – *mass flow*, *debris flow*. Термин *flow-in* более отчетливо показывает аллохтонную природу таких прослоев, ассоциированных с воздыманием сопредельных структур и погружения частей абиссальных впадин. Только подавляющее преобладание в разрезе южно-тихоокеанской впадины, красных металлизированных глин – продуктов изменения базальтов основания разреза, несущих признаки наземного излияния, отличает эту впадину от других абиссальных впадин Тихого океана. Пожалуй, самое важное то, что, несмотря на такие различия, и здесь в неявной форме выражено сочетание в разрезе автохтонных осадков и переслаивающихся с ними аллохтонных потоков втекания – *flow-in*.

Следует добавить, к вышесказанному, дополнительные особенности, различающие строение и время заложения абиссальных равнин Тихого и Атлантического океанов. В Атлантическом океане абиссальные равнины располагаются в непосредственной близости от окраин континентов, время их заложения варьирует от позднего мела до третичного периода - с юга на север, но все они по сейсмическим данным состоят из вулканического основания, имеющего вид хребтов, сложенных базальтами и разделяющих хребты бассейнов, сложенных, существенно, карбонатными неритовыми фациями. В основании таких бассейнов располагаются брекчии выветрелых базальтов, цементированные карбонатным материалом. Выше по разрезу в большинстве впадин располагаются пелагические отложения – преимущественно, нанофоссильные илы.

В пределах абиссальных впадин Тихого океана в их основании также размещены ареальные базальты, но выше них залегают массивные металлизированные красные и красно-черные глины с фрагментами нацело измененных - выветрелых базальтов, а еще выше по разрезу - чередование красных и коричневых глин с прослоями характерных отложений, вмещающих «смешанные» пелагические и бентические фораминиферы и ихтиолиты - остатки рыб различного возраста. Эти отложения, авторами описания разрезов, называют, по-разному, наиболее удачным является их определения как *debris flow* или *flow-in* – «потоки втекания». Все это может рассматриваться, как признак формирования надбазальтовых отложений в условиях дифференцированного «пульсационного» прогибания, сочетающегося, возможно, с такого же рода движениями в сопредельных с абиссальными впадинами

динамически активных структурах – таких как асейсмичные хребты, островные дуги и внутри океанские системы гайотов и поднятий.

Такого рода сопредельные динамически активные структуры отсутствуют в сопредельных с абиссальными впадинами пассивных окраин континентов, как в Атлантическом океане, что возможно и определяет различия в заложении и развития абиссальных впадин в этих океанах, но при том, что в них общим для всех океанов началом – триггером заложения и развития абиссальных впадин, являются ареальные проявления базальтового вулканизма.

Бассейн Беллинсгаузена.

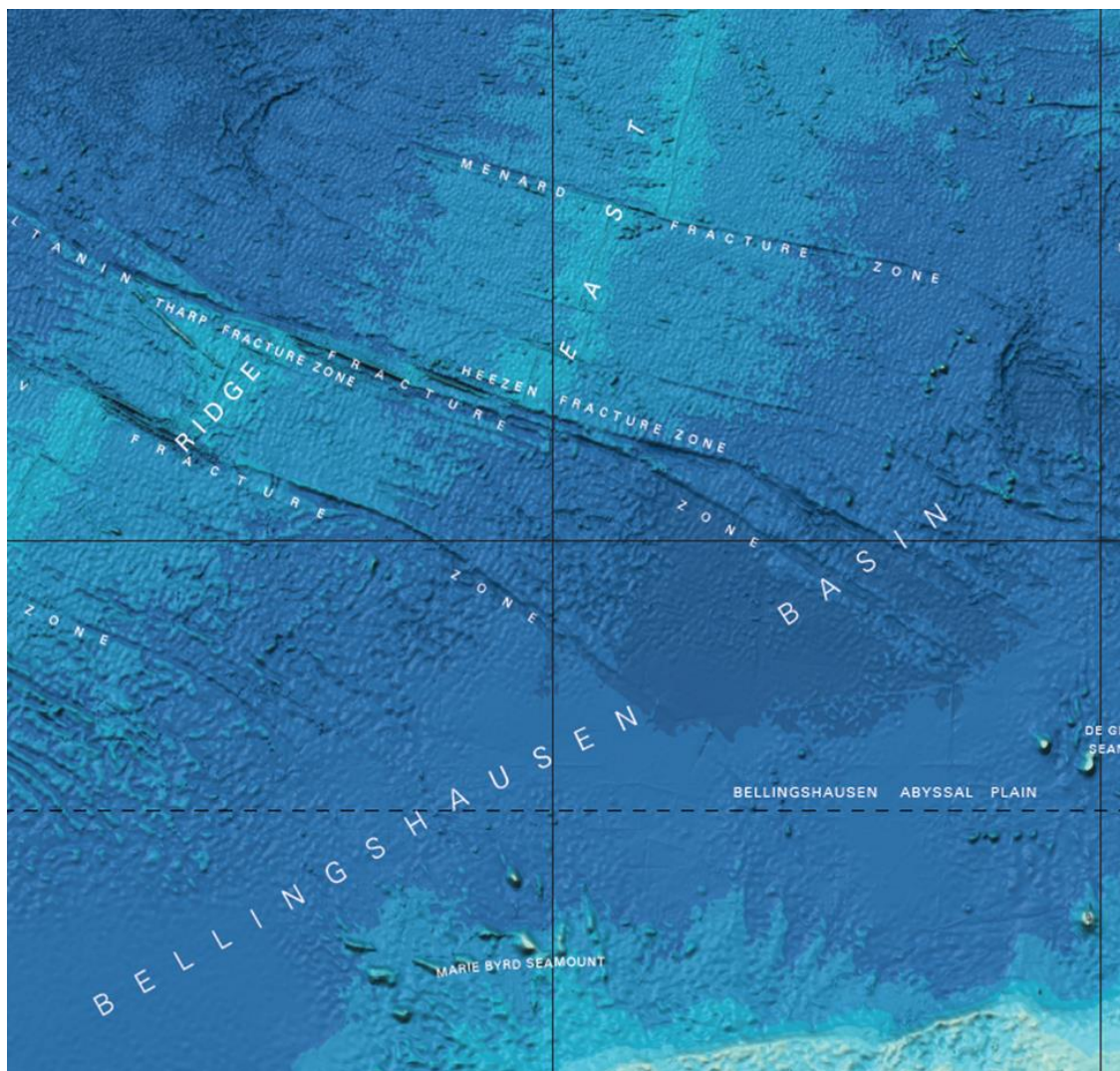


Рис. 1. 142. Батиметрическая карта района бассейна Беллинсгаузена.

В пределах этого бассейна были пробурены в рейсе 35 четыре скважины 322, 323, 324 и 325. В скв. 324 и 325 вулканическое основание не было вскрыто.

Скв. 322. Расположена в восточном окончании абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5026 м. Пробурено 544 м. Осадочное основание - коричневые глины - олигоцен-ранний миоцен.

Скв. 323. Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза – коричневая глина - поздний мел. Вулканическое основание – базальт. В разрезе скважины выделены шесть пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-266 м) – плиоцен – серые неконсолидированные песчанистые алевриты, диатомовые глины и илы. Границы прослоев резкие, отсутствует градационная слоистость. Детрит-кварц и глинистые

минералы, полевой шпат и тяжелые минералы до 10%, в единичном случае количество тяжелых минералов достигает 35%.

Пачка 2 – (интервал 266-507, м) – ранний средний миоцен – серые диатомовые аргиллиты и кремни. Многочисленные диатомеи, радиолярии, спикулы губок. В верхней части пачки 2 необычны фрагменты аргиллитов и хорошо отсортированные грубозернистые пески с субугловатыми фрагментами пород и фрагментами раковин пелеципод. Кремни, литифицированные аргиллиты.

Пачка 3 – (интервал 507,-638 м) – ранний миоцен – серые аргиллиты сходные по составу и строению разреза с пачкой 2, но с отсутствием биогенного кремнезема. Обычны кальцит и пирит. Очень тонкая полосчатость, подчеркиваемая чередованием серых и серо-коричневых прослоев с резкими границами.

Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен – поздний палеоцен.

Пачка 4 – (интервал 838-665, м) – ранний палеоцен – железистые аргиллиты, наноаргиллиты. В отличие от вышележащих пачек пачки 4 и 5 характеризуются исключительно коричневыми пелагическими аргиллитами. Минералы глин, аморфные окислы железа, оксиды марганца, нанофоссилии и цеолиты.

Пачка 4 – 28 м – железистые пыльно желто-коричневые аргиллиты дания. Слоистость плохо проявлена.

Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела.

Пачка 5 – (интервал 665,5-701 м) – маастрихт – коричневые цеолитовые аргиллиты залегают непосредственно выше базальтов. Отсутствуют следы контактового воздействия. Эти аргиллиты сопоставляются с формаций островов Лайн экваториальной части Тихого океана. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

Следует отметить, что здесь авторы описания кернa, вступают с собой в противоречие - породы пачки с одной стороны – пелагические, а с другой - формировались в мелководных условиях.

Пачка 6 – (интервал 701-731 м) – базальт в керне пронизан жилками кальцита, обрамленных гидроокислами железа и смектитом, которым заполнены многочисленные миндалины. Увеличение скорости бурения в отдельных интервалах предполагает наличие в базальтах прослоев осадочных пород.

Характерные особенности строения разреза абиссальной впадины Беллинсгаузена:

1. Перерыв между ранним миоценом и данием. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен - поздний палеоцен – около 35-40 млн. лет. Ранний палеоцен-даний – железистые аргиллиты, наноаргиллиты.

2. Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые, по мнению авторов описания разреза, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

3. В надбазальтовых отложениях маастрихта отмечено присутствие бентических фораминифер. Заметные окислительные изменения базальтов, обычно трактуются как результат выветривания.

Наиболее ранние проявления базальтового вулканизма установлены в северо-западной части океана – бассейны Пигафетта, Науру и Марианский, где бурением вскрыты среднеюрские вулканы вначале толеитового состава, а затем позднее – щелочные базальты. Важно отметить, что все эти бассейны, впадины находятся в обрамлении вулканических поднятий и крупных симаунтов, что соответствующим образом и отражено в строении разрезов и в составе слагающих их отложений. Базовой отличительной особенностью их строения является широкое распространение в них вулканокластических отложений, характерной особенностью строения прослоев которых является резкая нижняя граница и диффузная верхняя граница с подобием градиционной слоистости. Такие прослои в значительном (до 100 и более) количестве присутствуют в меловых отложениях. Важно также

отметить многочисленные перерывы в осадконакоплении. Все это свидетельства напряженной тектонической обстановки и взаимосвязи формирования вулканокластических прослоев с тектоническими движениями и эрозией тех же меловых отложений в сопредельных с бассейнами поднятиях. В разрезе скв. 800 пелагические осадки вскрыты скважиной до альба. Переотложенные вулканокластические отложения апта их происхождение связывается с недалеко расположенным симаунтом Химу, и эти мелководные отложения могли быть также образованы из отложений гайотов, расположенных в 100 милях к юго- и северо-востоку от места бурения скв. 800. Пелагические осадки вновь появились в разрезе среднего - нижнего мела. Юрская кора не была вскрыта скважиной и древнейшие осадки – берриас. Изверженные породы, по мнению авторов, имеют интрузивное происхождение. Максимум вулканической активности приурочен к апту. В скв. 802 вулканокластические осадки как меловые, так и миоценовые содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. Рассматривая геохимические характеристики базальтов верхов и низов разреза скв. 801 можно отметить, что различия в составе базальтов, в известной мере, коррелируются с различиями в строении разрезов нижней и верхней частей. Следовательно, начало формирования базальтовых толеитовых серий в средней юре ассоциировано, видимо, с начальным плавлением мантии на неглубоких уровнях и затем с течением времени плавление смещается на более глубокие уровни мантии, и сопровождается формированием щелочно-базальтовых серий, которые типичны в мелу в пределах поднятий, хребтов и гайотов – в районе, ограниченном асейсмичными хребтами – Императорским и Гавайским на востоке и островодужными системами – на западе. При этом, щелочные серии формируются в пределах абиссальных равнин не всегда, и причина этого остается неясной. Принципиально важно, что формирование надбазальтовых отложений с характерным чередованием вулканокластических, в том числе и мелководных, и с остатками древесины, показывает, что в обрамлении формирующихся мелководных впадин существовали или поднятия, или ареалы наземных построек, периодическое воздымание которых сопровождалось их разрушением и сносом гравитационными обломочными потоками материала в сопредельные абиссали. Многочисленные такие прослой – до 110 могут способствовать пониманию характера сопряженных тектонических движений, чередования этапов воздымания в обрамлении впадин с сопряженными этапами прогибания – погружения абиссальных впадин.

Рассматривая сведения о составе и строении и времени становления Северо-Восточной впадины, прежде всего, следует отметить, что время ее заложения, вернее время формирования базальтового основания, кардинально отличается более молодым возрастом по сравнению с Северо-Западной абиссальной впадиной – бассейном. Здесь в серии скважин возраст базальтового основания оценивается по биоостратиграфическим данным в интервале эоцен - в скважинах, расположенных в районе разлома Молокаи (скв. 1215, 1217) и средний - поздний эоцен в скважинах, расположенных южнее в районе разломов Кларион-Клиппертон. В этих же скважинах выше базальтов залегают существенно карбонатные отложения – коричневатый мел, с обломками измененного – окисленного и железненного базальта, высоко выветрелого и высоко фрагментированного, с возрастом ранний - средний эоцен. В отдельных скважинах – (скв. 1218), в части разреза олигоцен-миоцен, встречены прослой с градиационной слоистостью и присутствием ихтиолитов, что по данным Северо-Восточной впадины, может свидетельствовать о появлении здесь продуктов разрушения – гравитационных обломочных потоков – свидетельств возможного присутствия близ расположенных поднятий, с которых происходил снос обломочного материала.

Резюмируя еще раз сведения по материалам бурения Северо-Восточного бассейна – абиссальной впадины – следует, прежде всего, отметить характерные особенности рельефа этой структуры – наличие абиссальных холмов, перекрытых относительно незначительной мощностью осадков – первые сотни метров. При этом важно, что по мере перехода от наиболее глубокой части бассейна к менее глубокой или по мере приближения к флангам

ВТП, меняется характер разреза. В скважинах, пробуренных в глубокой части бассейна, надбазальтовые части разреза представлены преимущественно гемипелагическими осадками, в разрезе которых нередко встречены горизонты гравитационных обломочных потоков. В то же время в скважинах менее глубинных, приближающихся к флангам ВТП надбазальтовые пачки сложены карбонатными отложениями – красно-коричневыми с обломками базальтов «высоко выветрелых и высокофрагментированных». Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине 1331 базальты датируются палеоценом, в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена – в большинстве случаев до олигоцена-миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях впадины в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги - сочленяющиеся с флангами ВТП. Во втором случае характерно формирование малоглубинных карбонатных отложений, непосредственно налегающих на базальты. Здесь вновь следует остановиться на характеристике изменений базальтов их окислительных изменений и фрагментированности и попадании обломков в карбонатные отложения. Только в одном случае отмечается высокая выветрелость базальтов.

Рейс 329 проведен в южно-тихоокеанской абиссальной впадине. В рейсе скважины расположены на последовательном удалении от сопредельной с запада окраиной островной дуги Тога-Кермадек. Наиболее близкой к дуге является скважины U1365 и U1371 и удаленной скв. U1369. В отличие от ранее рассмотренных абиссальных равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь в условиях практически тех же глубин- 5. 600 м, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины - невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симаунты также незначительной высоты, но отдельно стоящие. Другим кардинальным отличием, от абиссальных впадин, является крайне незначительная мощность осадочного чехла (десятки метров) и другой состав отложений чехла, имеющий отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленный, преимущественно, красными глинами и редко прослоями нанофоссильных илов. Базальтовое основание представлено, практически нацело измененными красными глинами с фрагментами структур базальтов или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов является сохранность в ряде скважин текстур пахоехое – свидетельство их излияния в наземных условиях. Отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе мел-палеогена. Радиоларии в глинах и порцелланитах датируются поздним мелом. Важно отметить присутствие в разрезе керна, наряду с красными глинами, прослоев нанофоссильных илов, иногда тех же глин, вмещающих, наряду с ихтиофауной, планктонные и бентические фораминиферы.

Итак, абиссальные впадины Тихого океана формируются в разное время в разных частях океана. Их развитие инициируют массовые излияния базальтов, причем условия их излияния, по материалам бурения, могут трактоваться по-разному: в ряде случаев как наземных с формированием в них кор выветривания, продукты переотложения которых зафиксированы, в так называемых, «пелагических красных глинах» – надбазальтовых образованиях, нередко, содержащих фрагменты нацело измененных базальтов. Второй этап формирования впадин – формирование гемипелагических отложений с многочисленными прослоями обломочных горизонтов часто с присутствием ихтиолитов. Формирование таких горизонтов может связываться с процессами тектонического воздымания сопредельных с впадинами поднятий и сносом гравитационными потоками обломочного материала в пределы абиссальных бассейнов. В рейсе, где были пробурены структуры впадин и фрагменты ВТП северо-восточный бассейн – по мере удаления от поднятий и перехода к флангам ВТП в основании надбазальтового разреза становятся преобладающими карбонатные отложения – карбонатные илы, мел иногда окрашенные в буро-коричневые тона, и вмещающие обломки нижележащих базальтов.

1.2. Асейсмичные хребты

1.2.1. Результаты бурения

Рейс 19. Creager, J. S., Scholl, D. W., et al, 1973, Cenozoic and Late Mesozoic histories of sedimentation and biostratigraphic evolution in the North Pacific Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 19, Washington (U. S. Government Printing Office) // doi:10. 2973/dsdp. proc. 19. 1973

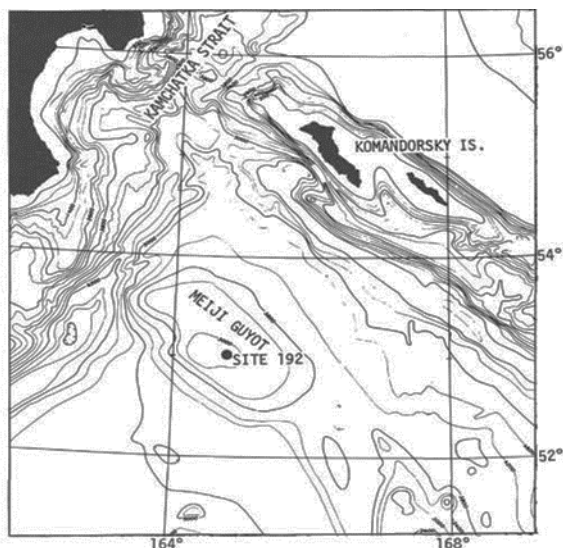


Рис. 1. 143. Расположение гайота Мейджи в северном окончании Императорского хребта.

Скв. 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов.

Осадки и осадочные породы пробурены в интервале 0-1044 м и представлены (интервал 0-320 м) – голоцен-плиоцен – диатомовыми алевритистыми глинами и диатомовыми илами с многочисленными пепловыми прослоями и эрратическими обломками в верхнем интервале 110м. Далее (интервал 320-550 м) – верхний миоцен – диатомовые илы; (интервал 550-705 м) – верхи среднего миоцена – диатомовые глины; (интервал 705-940 м) – миоцен-олигоцен – аргиллиты с известковистыми прослоями: (интервал 940-1044 м) – верхний эоцен- нижний маастрихт – мел и известковистый аргиллит и далее (интервал 950-1000 м) - градиционно слоистые пески и алевритистые прослои. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт). На глубине 1044 м

осадки перекрывают комплекс потоков щелочных базальтов и трахибазальтов. Непосредственно перекрывающий базальты 20 сантиметровый прослой мела содержит измененные фрагменты нижележащих базальтов. Базальты интенсивно замещены глиной, кальцитом и гидроокислами железа.

Рейс 55. Северо-западная часть Тихого океана (Императорские горы), 1977 Jackson, E. D. and Koisumi, I., et al., 1980. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 55: Washington (U. S. Government Printing Office). // doi:10. 2973/dsdp. proc. 55. 1980

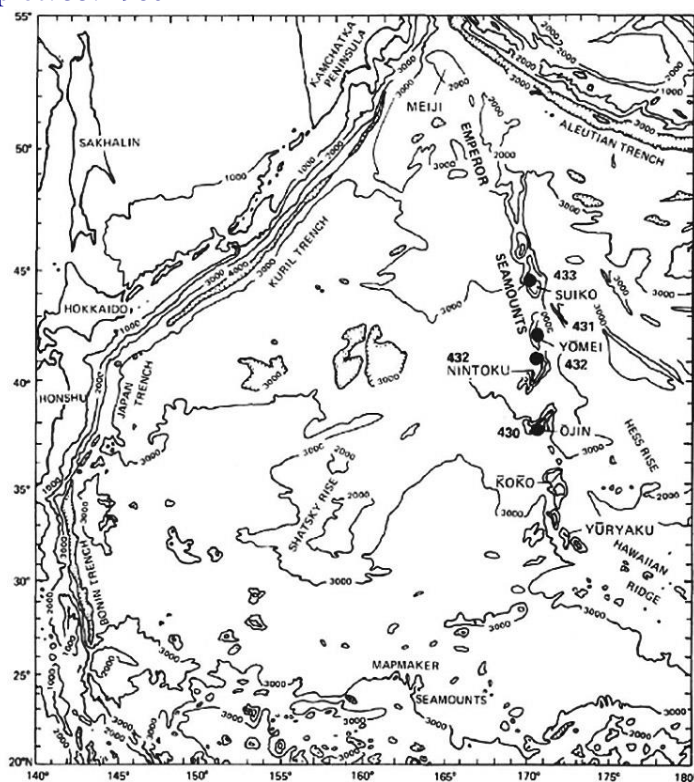


Рис. 1. 144. Схема расположения скважин рейса 55.

Скв. 430, 430А – Подводная гора Оджин. Глубина – 1485 м, проходка – 118 м.

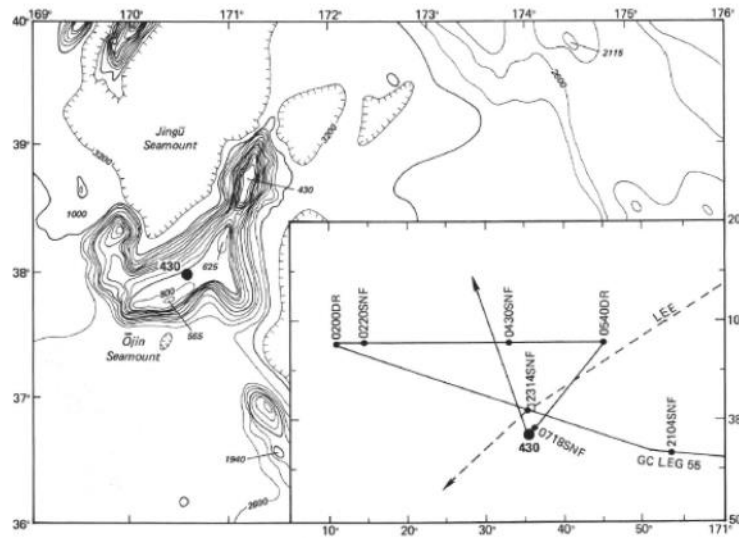


Рис. 1. 145. Батиметрия горы Оджин.

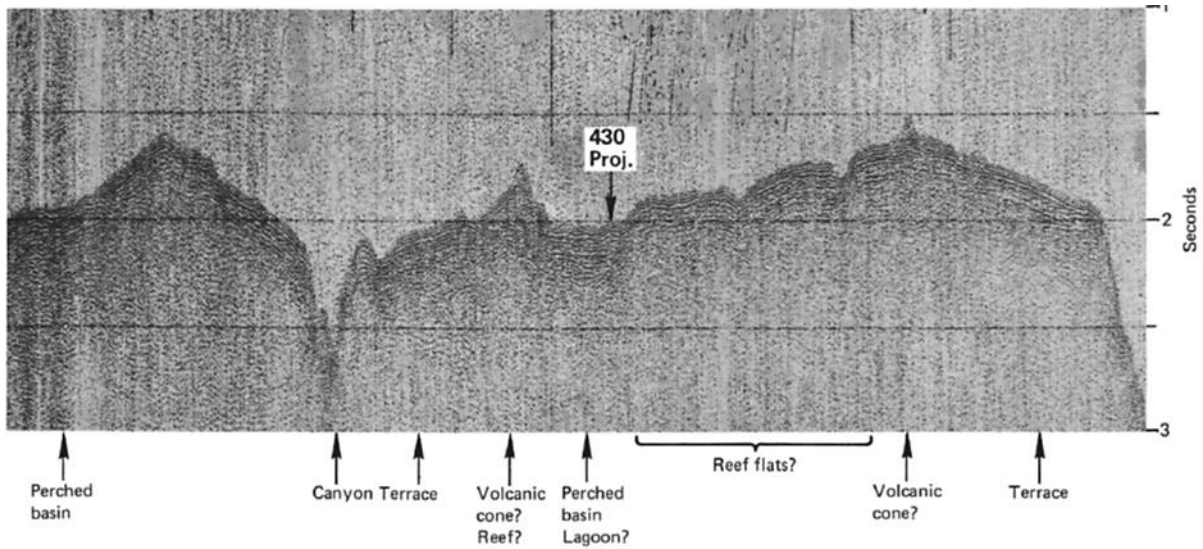


Рис. 1. 146. Сейсмический профиль района заложения скв. 430.

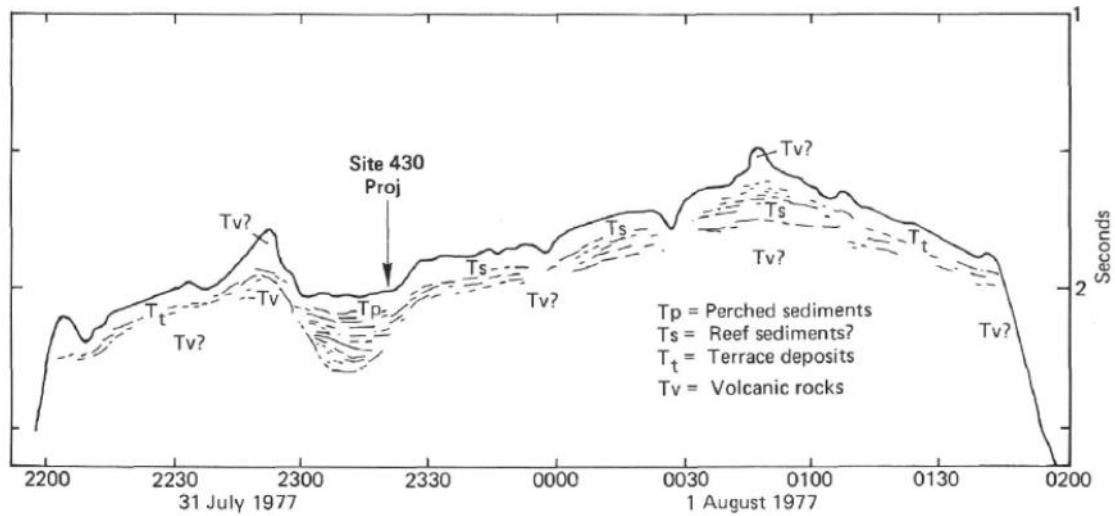


Рис. 1. 147. Сейсмический профиль района заложения скв. 430 с показом геологической интерпретации акустических единиц. Условные обозначения: сверху вниз – подвешенные отложения, рифовые осадки, террасовые отложения, вулканические породы.

Скв. 430. Древнейшие осадочные породы: известковые илы, алевролиты с галькой – «известковисто-базальтовый песок» – квартер, верхний эоцен – верхний палеоцен. Основание: базальт.

Пачка 1 (интервал 0-14 м) – грязевой гравий, карбонатный ил с галькой вулканических пород: округлые и угловатые обломки коричневых и красных аргиллитов, красных кремней, выветрелых базальтов, вулканическое стекло, фрагменты известняка, марганцевые нодулы и их фрагменты. Размер галек 0,5-2 см. В керне 3 найдена галька ожелезненного песчаника.

Скв. 430А.

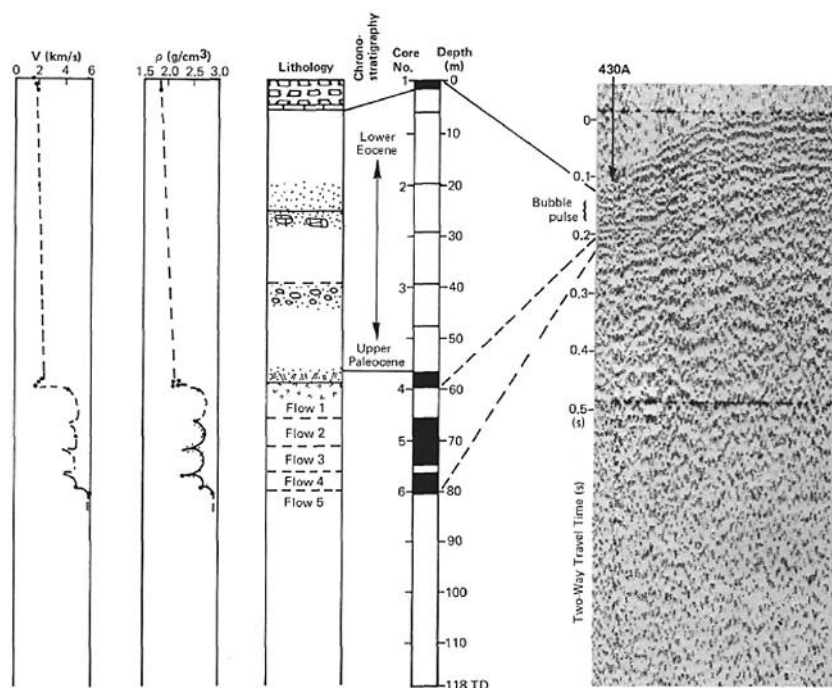


Рис. 1. 148. Сопоставление разреза скважины 430А и сейсмического профиля.

Пачка 1 (интервал 0-47,5 м) – верхний слой кремнисто-карбонатного ила, палево-коричневого, содержащего 4 гальки (3 см) измененных базальтов. В нижней части – белые известковистые конкреции, смешанные с илом. В керне 2 коричневый известковистый песчаник с фрагментами вулканитов.

Пачка 2 (интервал 57-59,3 м). Осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, сцементированных кальцитом.

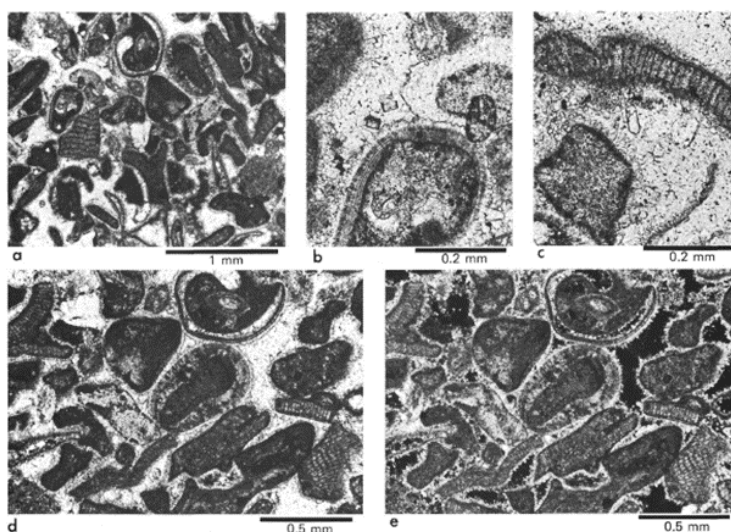


Рис. 1. 149. Мелководные известняки верхнего палеоцена-среднего эоцена. Гора Оджин.

Мелководные калькарениты со скелетными фрагментами кораллиновых водорослей, раковин моллюсков, ооидов. В ядрах ооидов фрагменты скелетных водорослей и редкие вулканические фрагменты. Базальты извергались субазрально, но их проседание ниже уровня моря (в скв. 430А) должно было происходить после извержения последнего потока. Литостратиграфия вулканических пород скв. 430А. Вскрыто 5 различных потоков (83 – 150 см); границы между ними определяются по цвету и миндалекаменности, наиболее высокой в потоках 2 и 3; основание этих потоков массивно. Поток 1 – афировых базальтов – перекрыт вулканокластическим песчаником. В песчаниках в самом верху – раковины пелеципод. Верхняя часть потока изменена. В керне 6-3 – обнаружен измененный базальт с красноватой корой выветривания (soil) – палеопочвой, горизонт которой, возможно, разделял потоки и находился над расположенным ниже потоком.

Скв. 431. Глубина 1714,5 м. Проходка 9,5 м. Две скважины пробурены на подводной горе Йомей, небольшой горе к северу от горы Нинтоку в пределах разломных террас. Пробурен интервал 9,5 м, дважды вскрыто 3,33 м песка и неконсолидированного гравия. Материал на 90% сложен угловатыми железо – марганцевыми фрагментами и на 10% округлыми гальками, фрагментами губок, фораминифер и аутигенных силикатов. Гальки исключительно гетерогенны и представлены андезитами, дацитами, гранитами, кристаллическими сланцами, кварцевыми песчаниками. Все они считаются продуктами ледового разноса. Пески и гравий содержат планктонные и бентические фораминиферы, и плиоценовые до современных субарктические нанофоссилии. Бурение прервано по техническим причинам.

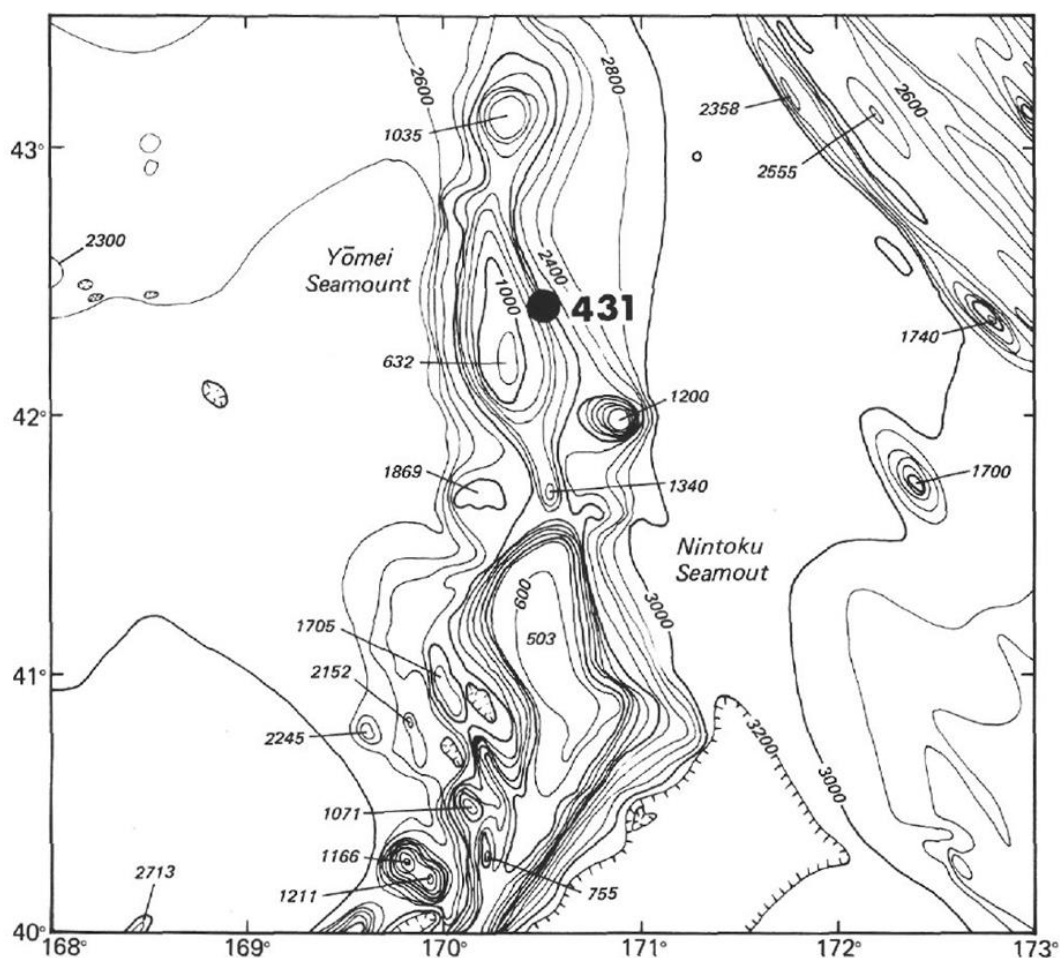


Рис. 1. 150. Батиметрия горы Йомей и место заложения скв. 431.

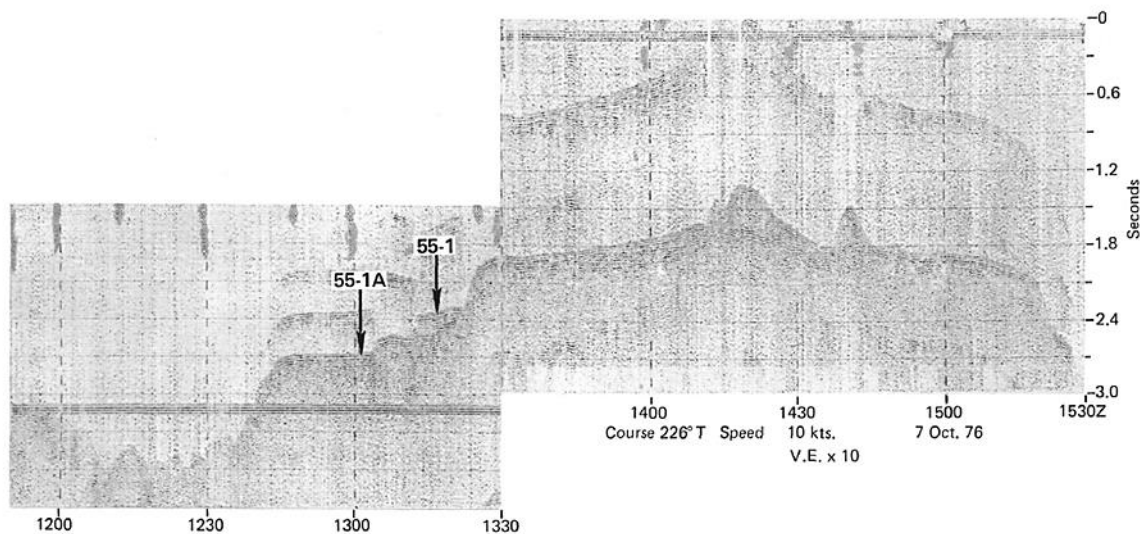


Рис1. 151. Места заложения скв. 431 на сейсмическом профиле.

Скв. 431А. Глубина 1714. 3 м. Проходка 17 м.

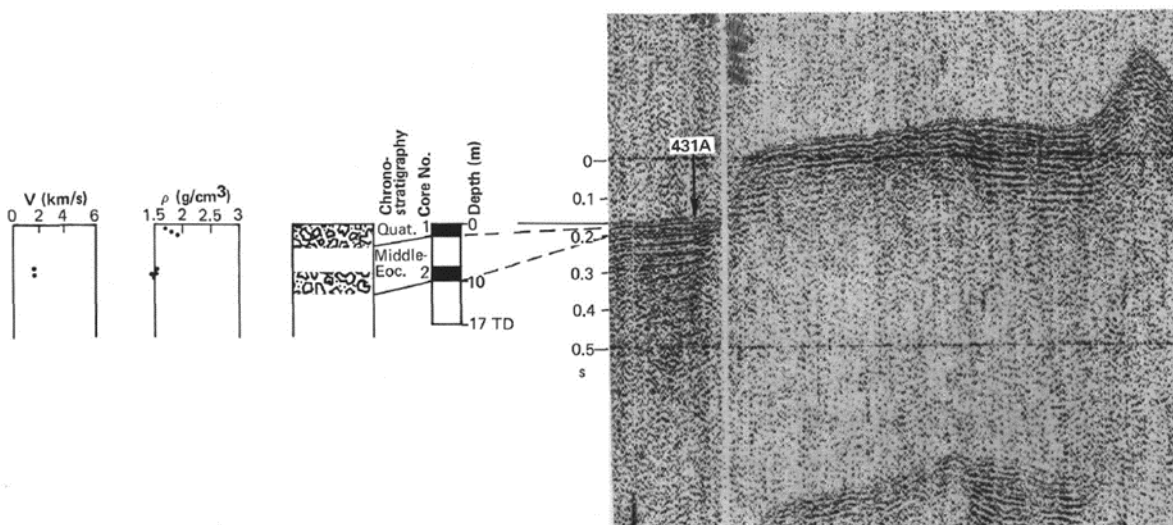


Рис. 1. 152 Сопоставление разреза по скважине 431А и сейсмического профиля.

Осадочные породы основания - марганцевые оксиды, известковистые пески и аргиллиты - средний эоцен. В интервале 0-7,5 м вскрыты железомарганцевый гравий; в интервале - 7,5-17,0 м - цеолитовый песчаный гравий. Интервал 0-7,5 м - сходен с аналогичным интервалом скв. 431. Интервал 0-17 м - породы приобретают оливково-коричневый цвет и представлены аутигенными образованиями - глины, цеолиты и фосфаты. 50% - силикаты; 20% - обломки железомарганцевых оксидов; 20 % известковистых компонентов и 10% - измененных базальтов.

Скв. 432, 432А - Подводная гора Нинтоку. Глубина - 1310 м, проходка - 74,0 м. Древнейшие осадочные породы: вулканогенные песчаники, прослой конгломерата, слой красной «тропической почвы» (глина, гематит, кварц) - нижний эоцен - верхний палеоцен. Основание: базальт.

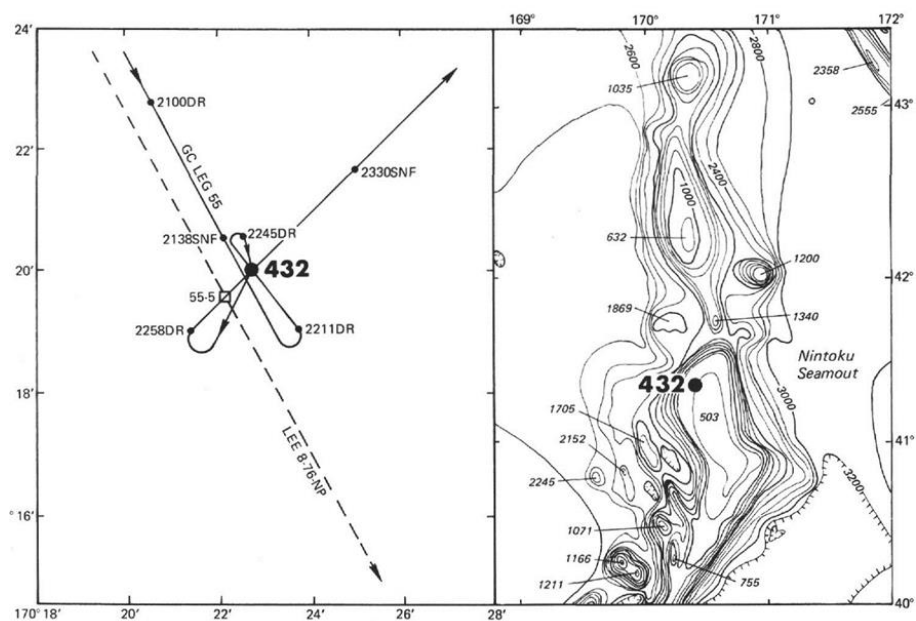


Рис. 1. 153. Батиметрия района заложения скв. 432.

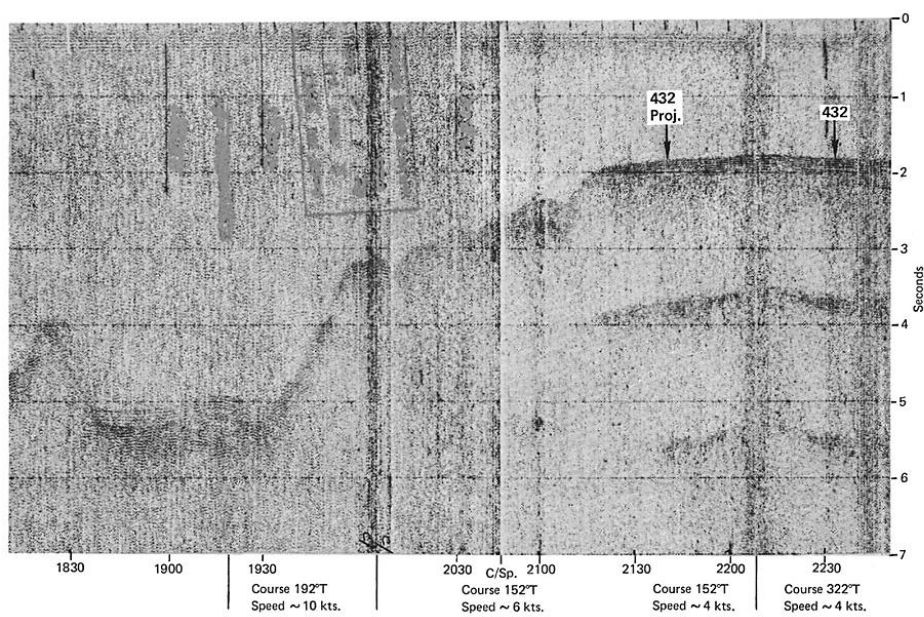


Рис. 1. 154. Сейсмический профиль заложения скв. 432.

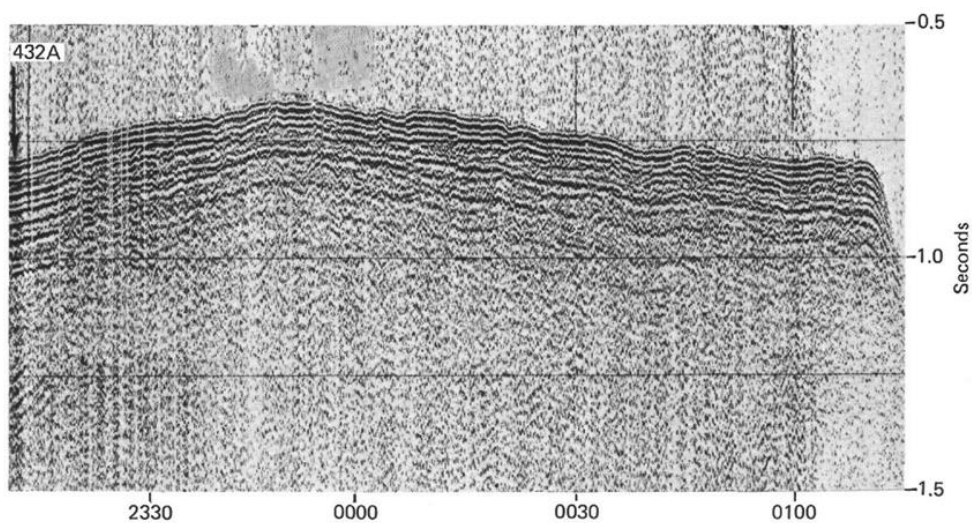


Рис. 1. 155. Сейсмический профиль района заложения скв. 432А.

В скв. 432А твердый материал был получен после промывки скважины: 3,52 м – хорошо консолидированных с кальцитовым цементом конгломератов и песчаников, подстилаемых тонким прослоем красной глины, располагающейся выше базальтов. Осадки – палеоцен. В конгломератах содержатся обломки щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов. Ниже последних осадков пробурено три потока базальтов. Поток 1 – щелочные базальты, верхняя часть которых была эродирована. Поток 2 (2,0 м) подобен потоку 1, 10 см красной глины (палеопочва) находятся на вершине потока 3 базальтов, переходных между щелочными базальтами и гавайитами (9 м). Миндалекаменная природа верхних частей и низов базальтовых потоков, так же, как и горизонты красных палеопочв, показывают, что потоки изливались субаэрально.



Рис. 1. 156. Конгломерат, залегающий выше вулканических пород.



Рис. 1. 157. Красная тропическая почва между лавовыми потоками.

В скв. 432А четвертичная последовательность глубоководных гемипелагических осадков (фораминиферовые илы, песок, известковый ил) венчает поверхность горы. Эоценовые осадки скв. 432А обломочные отложения содержат вулканогенно-кластические песчаники, песчаники, известковистые конгломераты и вулканические песчаники, которые перекрывают базальтовые потоки и представляют собой мелководные отложения. Горизонт красных тропических почв, который формируется субаэрально, разделяет два базальтовых потока. В скв. 432 различаются следующие литологические пачки:

Пачка 1 – серо-коричневый фораминиферовый ил – 95% фораминифер и 5% – песок; песчаная фракция: палагонит, железомagneзиальные фрагменты, кварц и вулканиты.

Пачка 2 – темно-серо-коричневый мелкозернистый вулканический песок, сложенный железомagneзиальными фрагментами, обломками измененных базальтов и кварца.

Пачка 3 – известковистый ил, переслаивающийся с песчаниками пачки 2 – светло-желтовато-коричневый: обломки карбоната (70%); глина – 10%, Mn нодули – 10%, кварц (5%) и вулканическое стекло (5%).

Скв. 432А. Пачка 1 – темно-серо-коричневые вулканогенно-кластические отложения: зерна базальта, красных выветрелых вулканитов, кварца, полевого шпата; обломочный материал хорошо отсортирован. В шлифах песчаные зерна покрыты (облекаются) глиной; вулканические обломки (70%); кварц (5%), полевой шпат (5%), цементируются кальцитом (20%).

Пачка 2 – твердые хорошо цементированные известковистые конгломераты, содержащие угловатые, округлые вулканиты (60-65%), карбонатные фрагменты кораллиновых водорослей, раковин и водорослевых нодулей (30 – 35%), и кремнистые зерна (5%). Размер обломков – от псаммитовых до галек (до 2 см).

Пачка 3 – слоистый очень темно-серый вулканический песчаник. Более мелкий материал, содержащий большее количество вулканокластических зерен, менее известковистый, чем грубый обломочный материал, содержит скелетные фрагменты, часто заполненные кальцитом (обычны гастроподы). С глубиной размер обломков

увеличивается до 4 см (перед базальтами).

Пачка 4 – горизонт красной тропической почвы – желтовато-красной до темно - красно-коричневого, темно-коричневого цвета. Это песчанистый аргиллит: глина – 60%; гематит – 30%, кварц – 10% и следы тяжелых, почти нацело измененных минералов. Красная тропическая почва и горизонты между базальтами образованы их выветриванием, когда остров был субаэрально обнажен. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса.

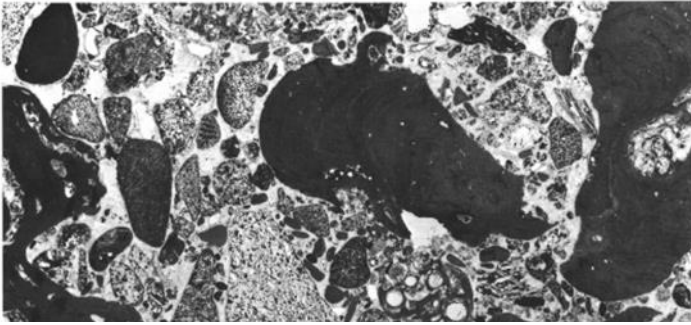


Рис. 1. 158. Биокластические вулканические рудисты, содержащие разнообразные округлые песчаные измененные базальтовые фрагменты, и биогенные компоненты - родолиты, кораллиновые водоросли и бриозоа. Верхний палеоцен - нижний эоцен. Гора Нитоку. Масштабная полоска 2 мм.

Вулканические породы в скв. 432А, аналогичны описанным в скв. 430А: границы между потоками базальтов основываются на их миндалекаменности и интервалах выветривания, которые интерпретируются как вершина и низ каждого потока. Граница между потоками 2 и 3 представлена 10-ти - сантиметровым горизонтом красных и красно-коричневых глин. Ниже глин

верхняя часть потока 3 экстенсивно окрашена в красно-коричневый цвет. Измененный нацело базальт содержит лишь реликтовые миндалины. По мере движения к нижней части потока базальт становится менее изменен и приобретает свежесть и серую окраску. Затем степень изменений увеличивается по мере перехода к кровле потока 4, ниже которого изменения постоянны. Основная масса потока 4 – красно-коричневая.

SITE 432

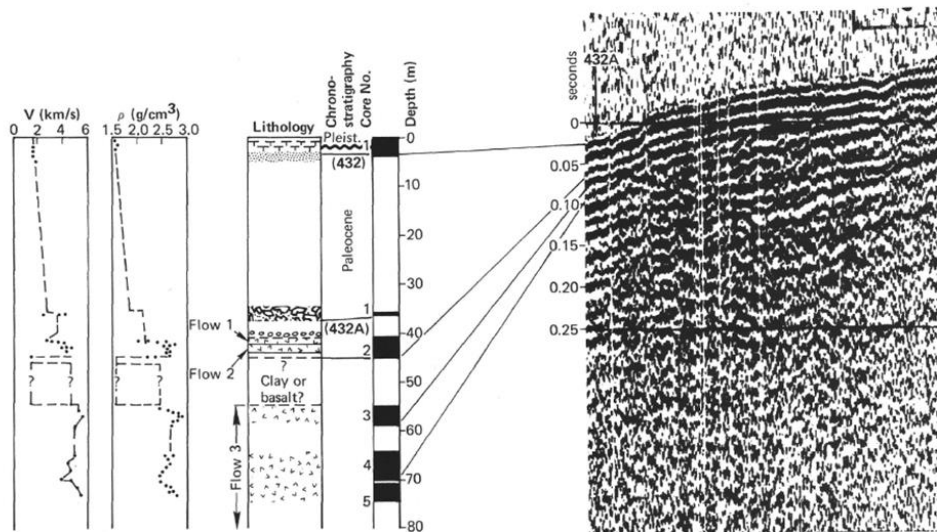


Рис. 1. 159. Сопоставление разреза скв. 432 и сейсмического профиля.

Рис. 1. 159. Сопоставление разреза скв. 432 и сейсмического профиля. Основная масса потока 4 – красно-коричневая.

Обломки происходят из конгломератов, перекрывающих базальты (скв. 432А). Большинство галек (от 2 до 15 см) изменены, но некоторые – не изменены и представлены материалом нижележащих потоков базальтов.

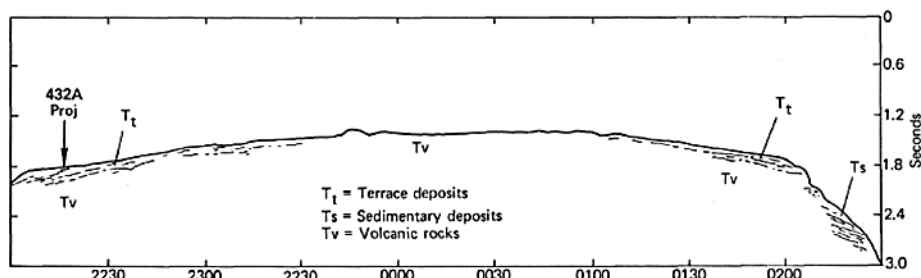


Рис. 1. 160. Схема строения района заложения скв. 432. Условные – сверху вниз: террасовые отложения; осадочные отложения; вулканические породы.

Скв. 433. Подводная гора Сейко. Глубина 1874 м.

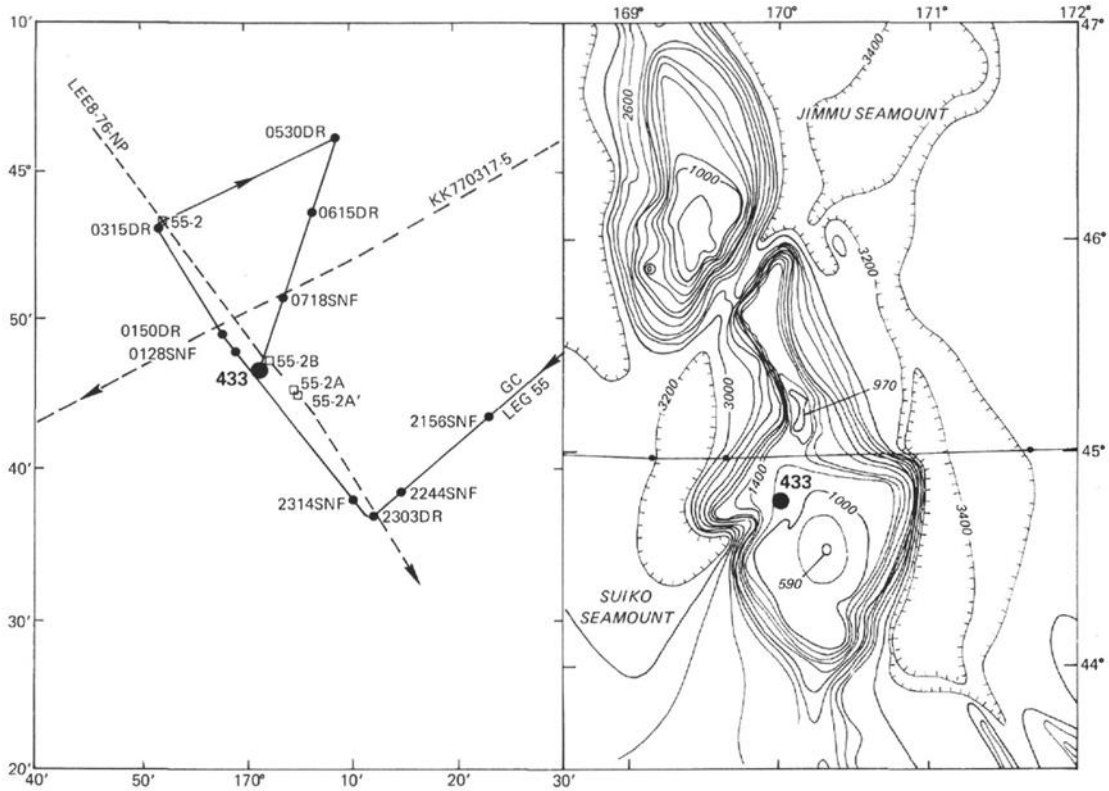


Рис. 1. 161. Батиметрия и размещение скв. 433 в районе подводной горы Сейко.

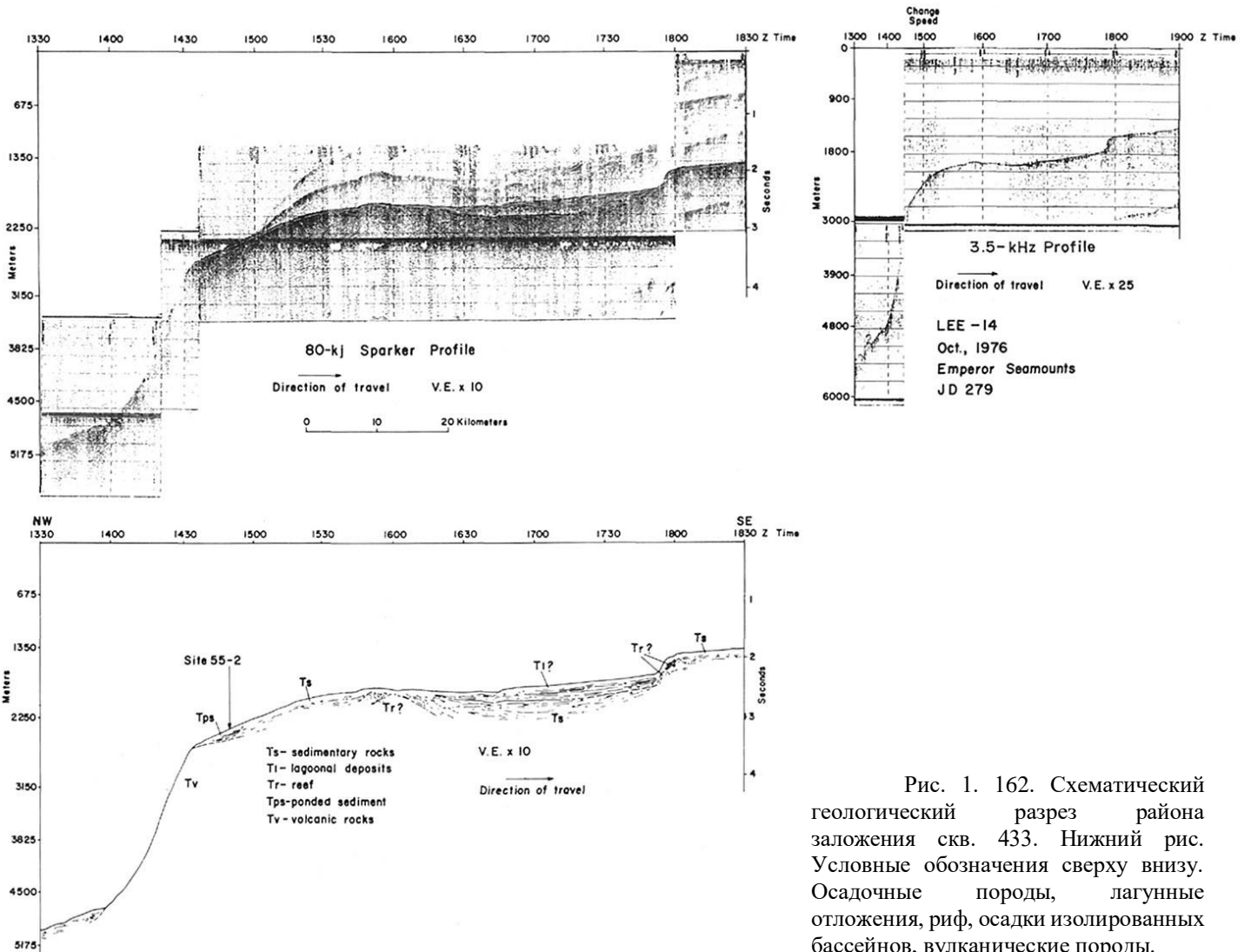


Рис. 1. 162. Схематический геологический разрез района заложения скв. 433. Нижний рис. Условные обозначения сверху вниз. Осадочные породы, лагунные отложения, риф, осадки изолированных бассейнов, вулканические породы.

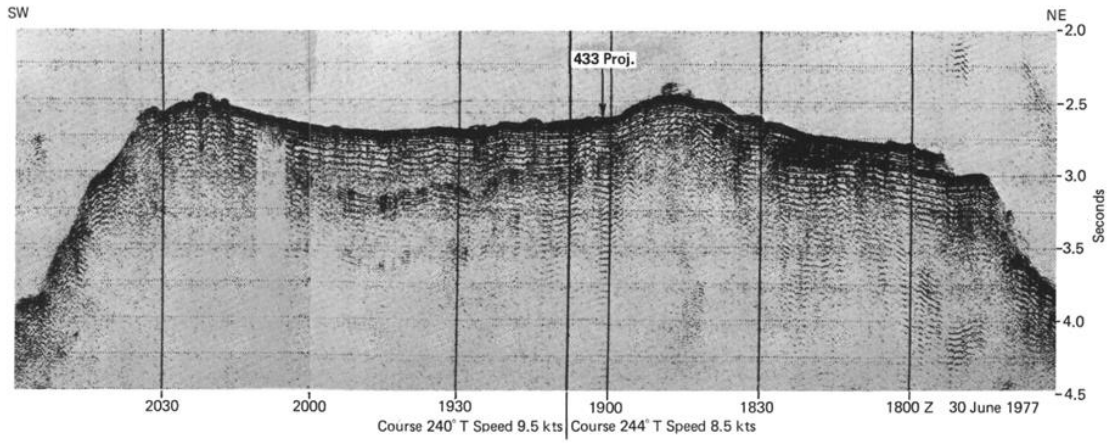


Рис. 1. 163. Сейсмический профиль района заложения скв. 433

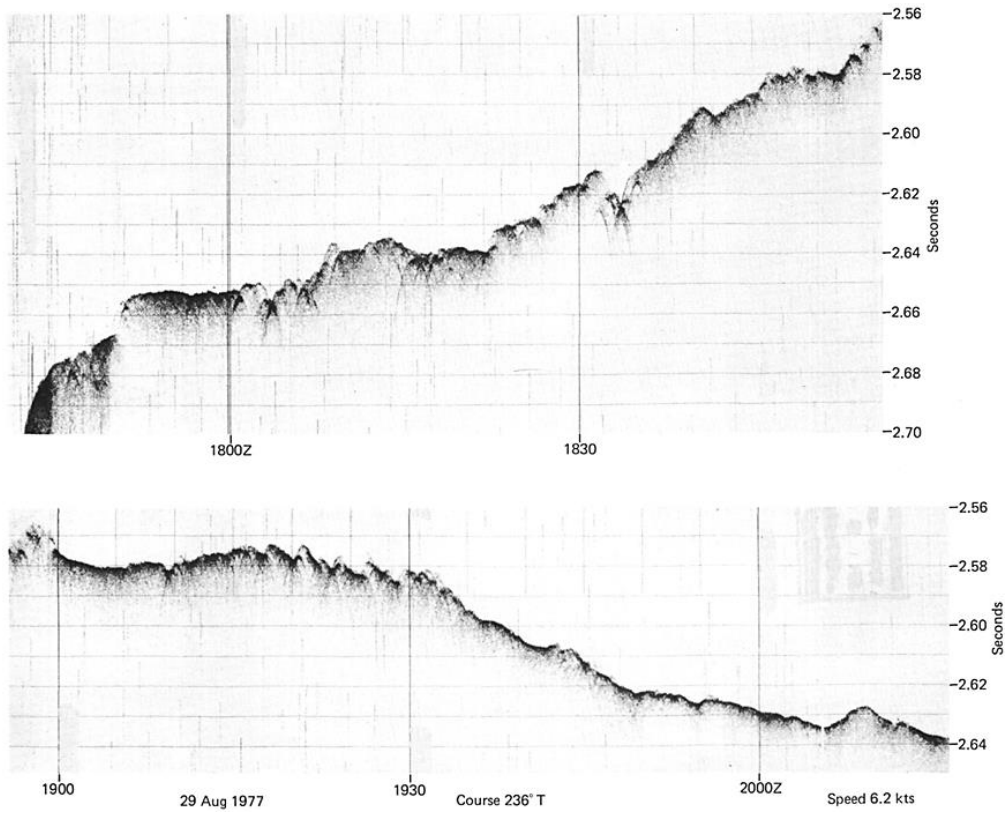


Рис. 1. 164. Сейсмические профили склонов горы Сейко.

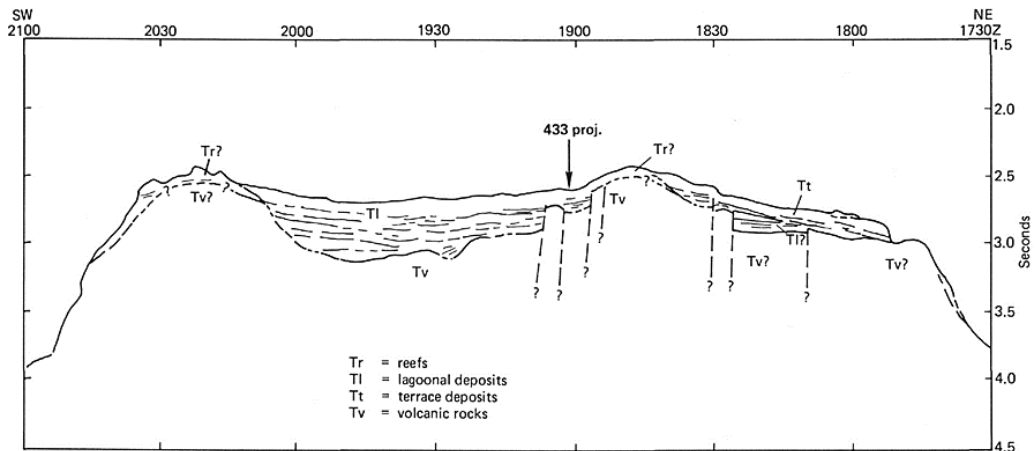


Рис. 1. 165. Схематический геологический разрез района заложения скв. 433. Условные обозначения сверху вниз: рифы лагунные отложения, террасовые отложения, вулканические породы.

В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки- (интервал 0-52 м) - пелагические илы плиоцен до известкового мела - нижний миоцен.

Пачка 4 – (интервал 52,0-52,5 м) представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена.

Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренидами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную, мало глубинную; бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриозоа и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов.

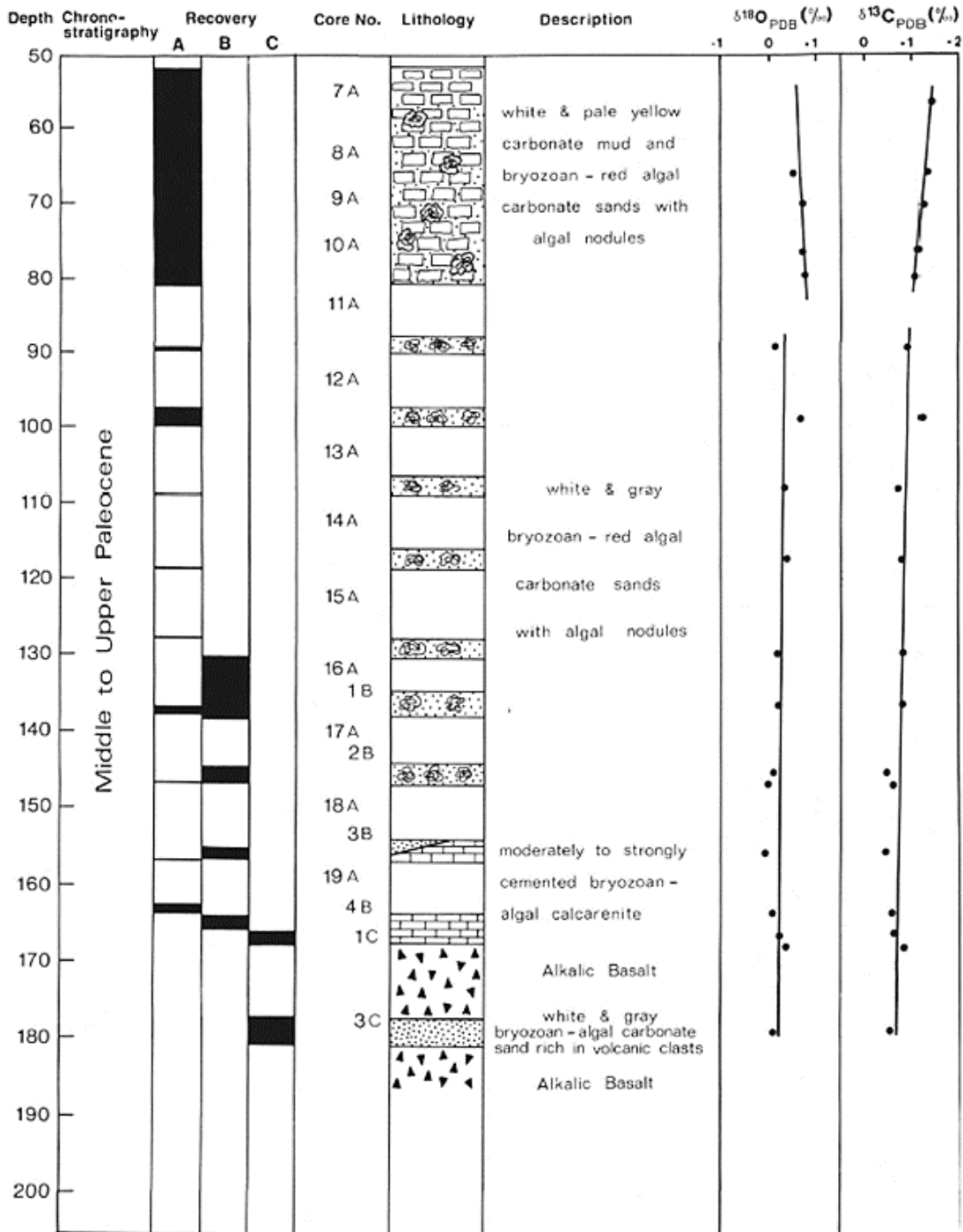


Рис. 1. 166. Разрез скважины 433.

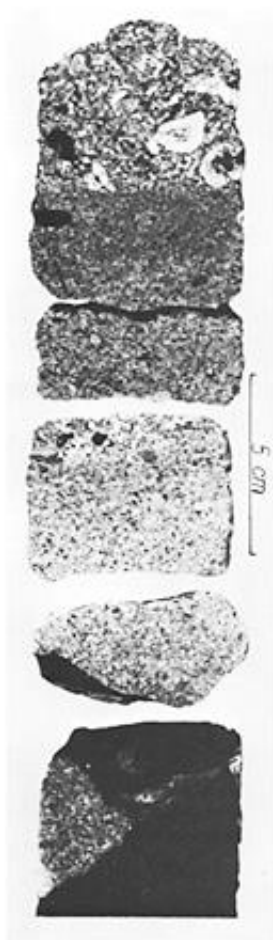


Рис. 1. 167. Базальт горы Сейко, перекрываемый скелетным калькаренимом и калькрудитом, с показом уменьшающейся цементации вверх по разрезу.

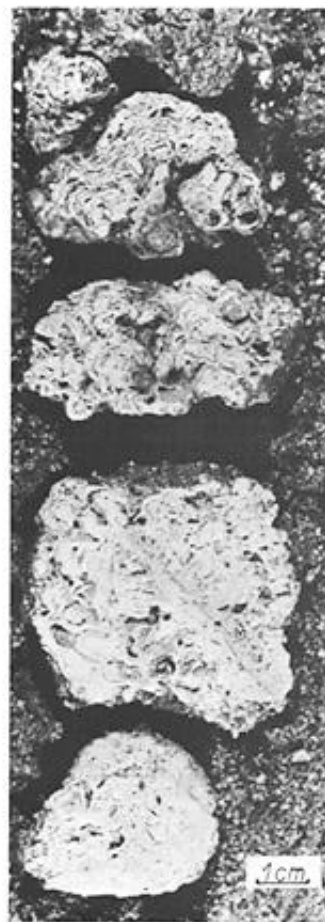


Рис. 1. 168. Средний - верхний палеоцен водорослевый – бриозоа родолит с ламинарными и колонными формами роста.

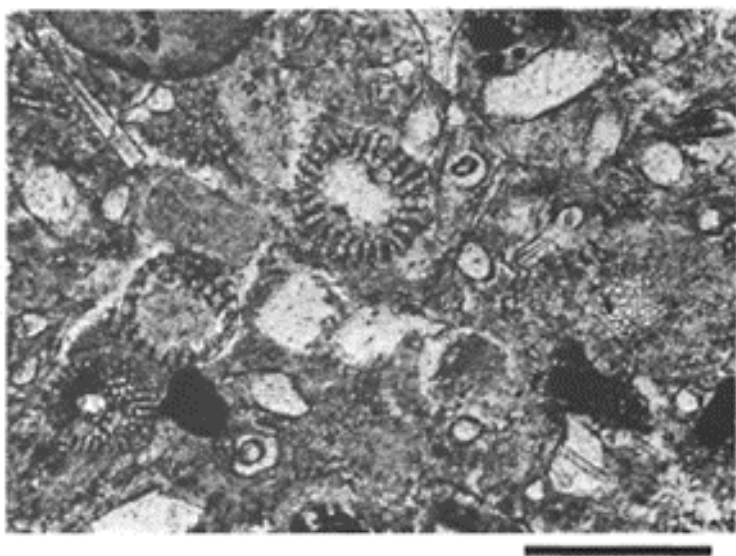


Рис. 1. 169. Вулканический ил, обогащенный базальтовыми фрагментами, палагонитом, вулканическим стеклом, кварцем, полевым шпатом, радиоляриями и спикулами губок. Эта литология в зоне несогласия между средним и верхним палеоценом мелководных карбонатных отложений и перекрывающими ниже миоценовыми диатом-нанофоссильными илами.

Следовательно, гора Сейко была островом с окружающими рифами в середине палеоцена. Скважина 433 прошла прибрежные и лагунные зоны за рифовым регионом и рифовым комплексом.

Скважиной 433 вскрыто 67 базальтовых потоков в интервале от 165.5 м до 550.5 м., которые по строению могут быть разделены на 113 возможных лавовых потоков. Вскрыты хорошо отсортированные карбонатные и базальтовые пляжные пески между лавовыми потоками и пемзовые лапиллиевые туфы. Базальты представлены щелочными базальтами, пикритами и толеитовыми базальтами.

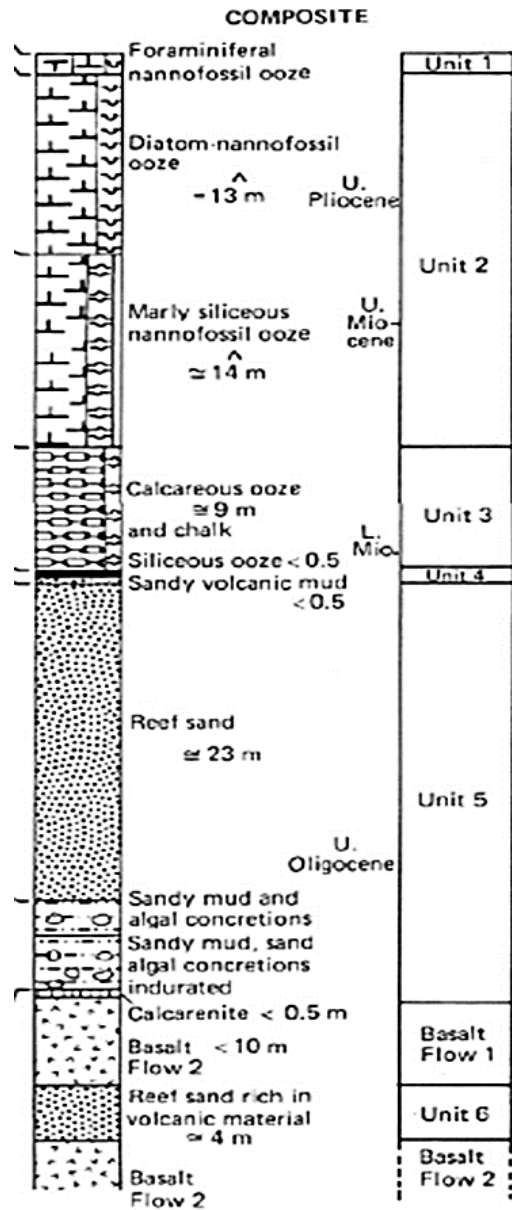


Рис. 1. 170. Разрез по скв. 433.

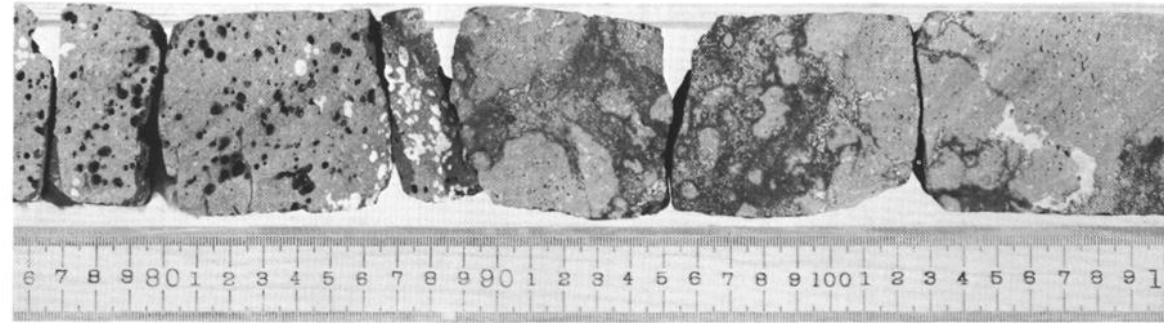


Рис. 1. 171. Фото контакта между потоками 63 и 64. Верхняя часть потока 64 окисленная автобрекчия, которая присутствует в верхней части большинства других потоков.

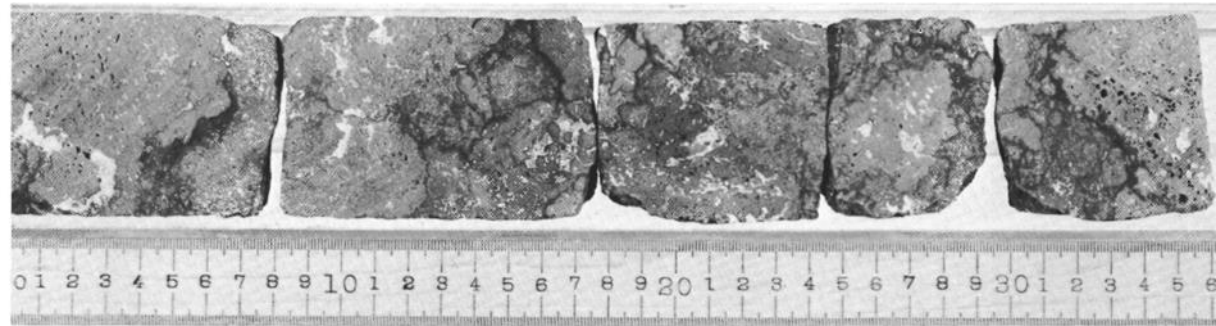


Рис 1. 172. Продолжение предыдущего фото.

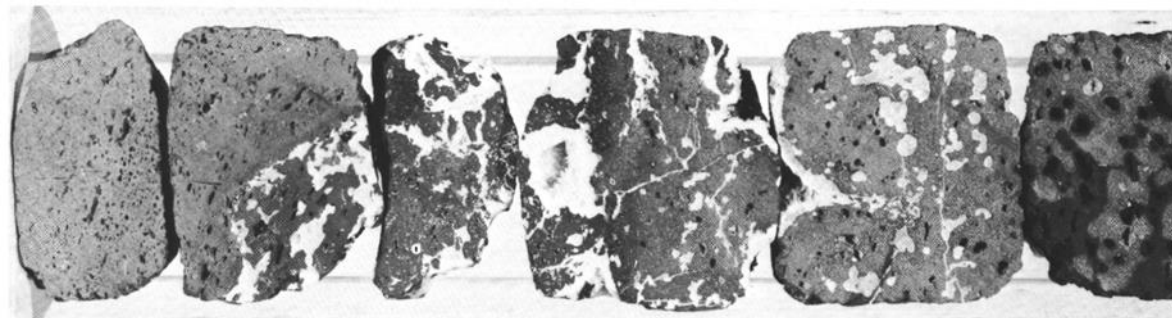


Рис. 1. 173. Фото керна, показывающего контакт потоков 64 и 65.

Отмечено выдержанное для всех потоков заметное изменение верхних частей потоков мощностью до 2 м, нижние окисленные зоны не более 0,1 м.

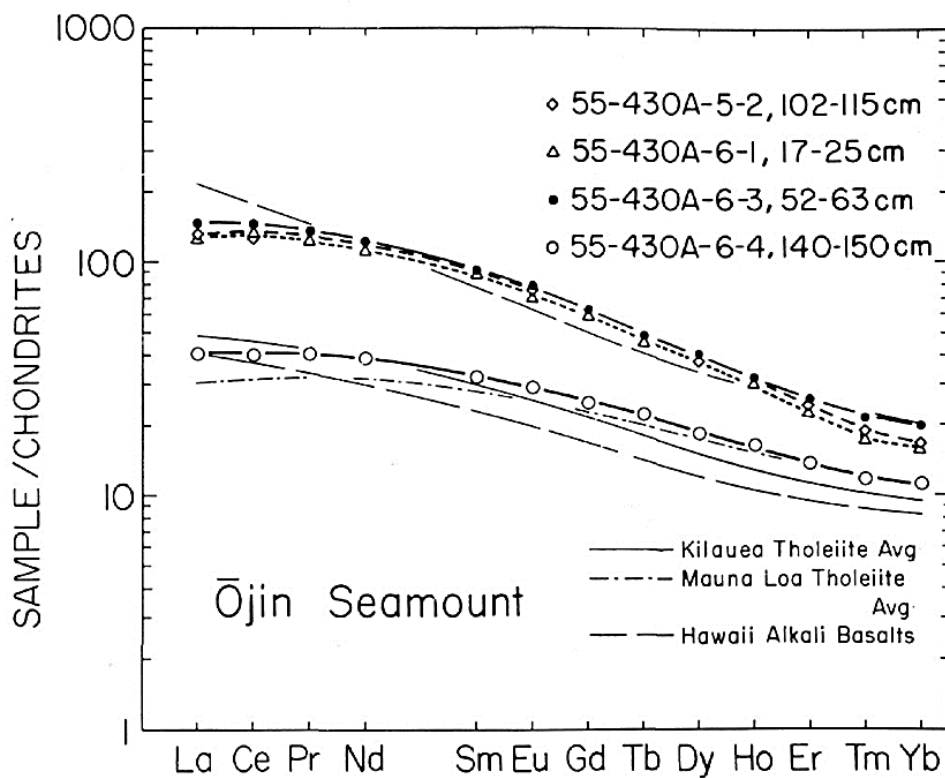


Рис. 1. 174. РЗЭ в базальтах горы Оджин в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

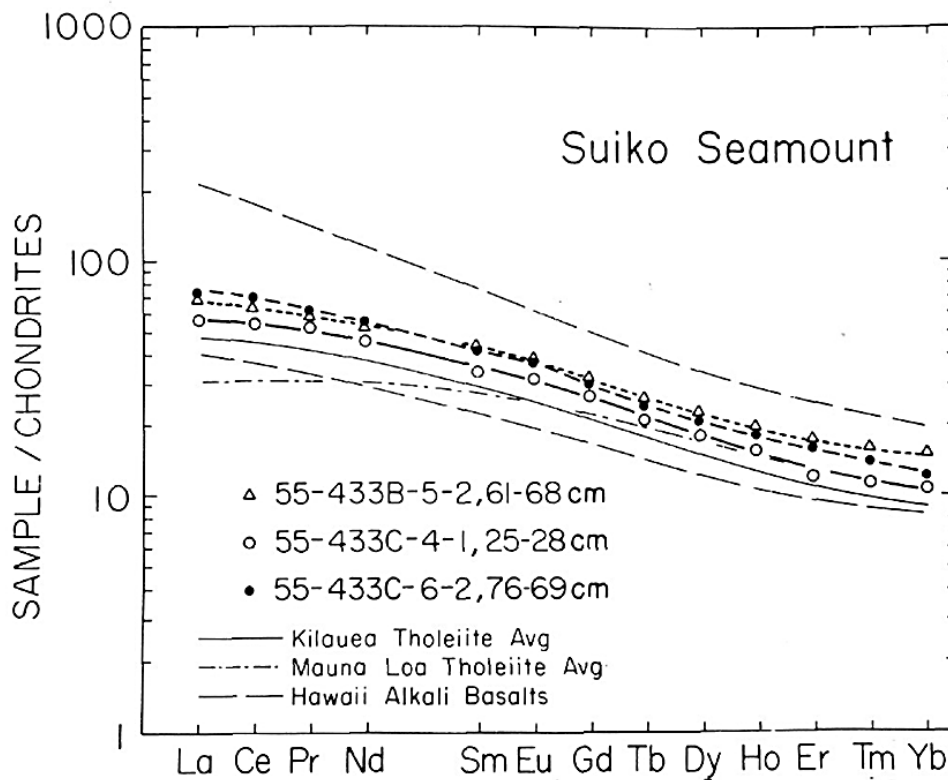


Рис. 1. 175. РЗЭ в базальтах горы Сейко в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

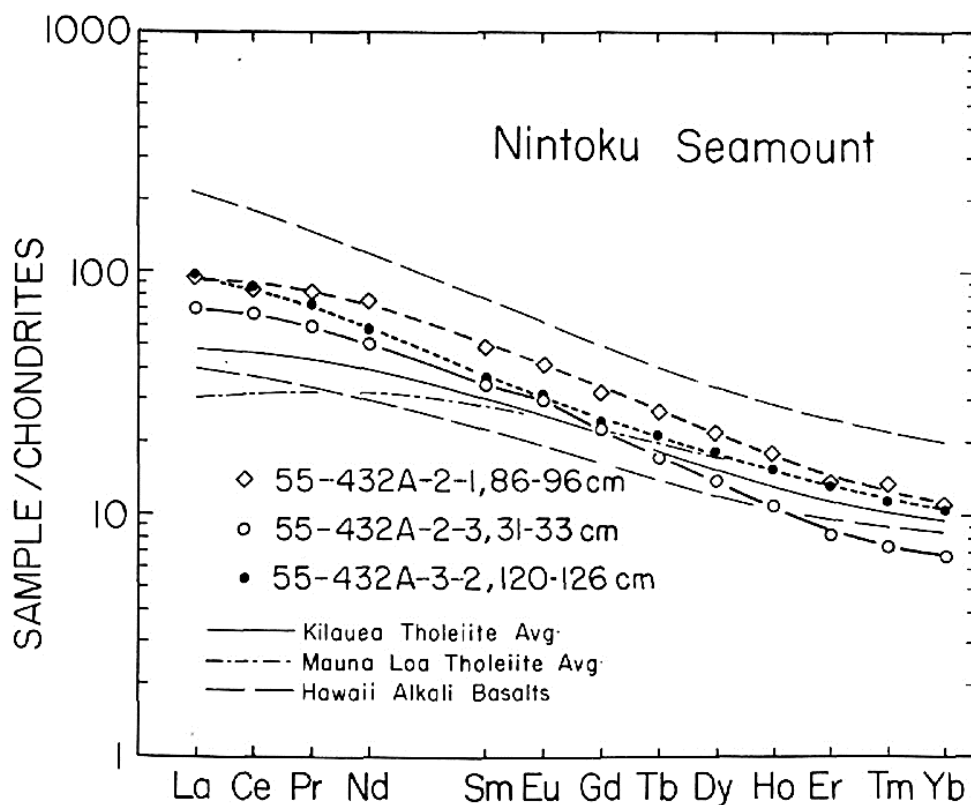


Рис. 1. 176. РЗЭ в базальтах горы Нинтоку в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

История, опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта по материалам рейса 55, в соответствии с представлениями авторов проекта бурения такова. Многие подводные горы, когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологии подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмеи и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты, когда-то, являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития, и отражают скорость погружения или продолжительность нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субаэральных или мелководных условиях. Гора Иомей – Удмеи представляет стадию от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку – Nintoku и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и Северный Сейко представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение.

История осадконакопления горы Сейко состоит из трех главных периодов проседания: 1-рифовый период, в течение которого известковистые лагунные образования диагенетически эволюционировали, закончился в верхнем палеоцене. Условия включали: 1 – мелко- и тепловодные; 2 – отложения детритовых вулканических песков смешивались с кремнистым биогенным материалом. Аутигенные процессы начали процесс отвердевания. Условия характеризовались высокоэнергетическими процессами тепловодными бассейнами. 3 – пелагическая седиментация сопровождалась охлаждением, начавшимся в позднем миоцене. Осадки были переработаны в верхнем плиоцене.

Ряды щелочных и толеитовых базальтов подводных гор Императорского хребта Оджин, Нинтоку и Сейко очень похожи по составу главных микроэлементов LIL (крупноионный литофильный) на щелочные и толеитовые базальты островов Гавайи. Они характеризуются высоким общим содержанием щелочей, высоким содержанием TiO_2 и «FeO», низким содержанием Al_2O_3 и низким $Mg / (Mg + Fe_2 +)$, по сравнению с базальтами MORB. Содержание элементов LIL в одном толеите горы Оджин имеют фактор от 5 до 10 относительно MORB. Модели РЗЭ (редкоземельных элементов) во всех образцах сильно фракционированы; тяжелые редкоземельные элементы (HREE) сильно различаются. Это может согласовываться с появлением реститового граната в исходном субстрате. Варианты элементов LIL базальтов подводных гор позволяют предполагать меняющиеся степени частичного плавления исходного субстрата. Между базальтами подводных гор и Гавайев нет систематических различий, которые могут быть связаны с временной эволюцией одного источника горячих точек.

Macdonald and Katsura (1964) и Macdonald (1968) описали последовательность эруптивных фаз, которые обычно присутствуют в гавайских вулканах. Не каждая из выделенных ими фаз присутствует во всех вулканах, но общая их последовательность достаточная для сопоставления с пробуренными скважинами. Эта последовательность типичная для гавайской цепи и очень редко проявлена в других океанических островах. Macdonald (1968) идентифицировал четыре фазы развития гавайских вулканов. Так они выглядят от ранних к поздним: 1 – щитовая стадия толеитовых базальтов; 2 – стадия заполнения кальдер. Толеитовые и щелочные базальты, или те и другие. Стадии 1 и 2 присутствуют вместе в 99 % вулканов. 3 – посткальдерная стадия: щелочные базальты и ассоциированные дифференцированные лавы около 1% вулканов. 4 – постэрозионная стадия: щелочные базальты, нефелиновые базальты и нефелиниты, мелилитовые базальты – менее 1 % вулканов. В скважине, пробуренной в сложной последовательности, похоже на то, что можно разделить их на три стадии: толеитовые базальты в основании, щелочные базальты и гавайиты, выше них и на вершине тонкий покров интенсивно щелочных постэрозионных потоков. Пробуренная последовательность вулканических пород скв. 430 вскрыла 28 м только толеитовых базальтов, что трудно определить такую последовательность в гавайских. В той же скважине четыре потока гавайитов перекрывают толеиты, на основании химии пироксена и полевых шпатов установлено, что гавайиты принадлежат к посткальдерному заполнению скорее, чем к постэрозионной стадии.

Материалы бурения рейса 55 возможно, обобщить следующим образом. Во-первых, авторы описания и изучения материалов бурения рейса 55, подчеркивают относительную автономность развития отдельных гор южной части Императорского хребта. Это подчеркивается литостратиграфическими относительными особенностями строения разрезов и вытекающими отсюда особенностями динамического развития отдельных гор. Эти различия заключаются во времени прохождения разных, в целом сходных стадий их развития. Отдельные горы, как отмечалось ранее, не проходили вообще отдельных стадий. Другое различие заключается в специфике проявления базальтового вулканизма по составу вулканитов и их петро- и геохимическим особенностям. Это, так же, как и литостратиграфия, подчеркивает относительную автономность развития отдельных гор – как стратиграфическую, так и петрологическую. Можно предположить, что эта относительная автономность обусловлена динамикой глубинного плавления отдельных мантийных участков цепи подводных гор - масштабами и относительными различиями глубины зарождения расплавов, и условиями их перемещения к поверхности, которые - эти условия - во многом могли определять и геодинамику, литогеодинамику становления на различных стадиях отдельных гор. Итого - горы нанизаны на систему глубинной – мантийной проницаемости, которая неоднородна, фрагментарна на своем протяжении, и именно эта фиксированная фрагментарность может определять, вскрытые бурением, стратиграфическую и петрологическую и, в общем, геодинамическую фрагментарность, изученной бурением, южной части Императорского хребта. Здесь следует подчеркнуть во многом роль глубинных петрогеодинамических процессов, определяющих историю развития этих структур.

Рейс 145. Проанализировано 150 пепловых прослоев из скважин 881, 882, 883, 884. Миоценовые и современные пеплы интерпретируются, как связанные с продуктами эксплозионного извержения в Курило-Камчатской островодужной системе. На основании анализа числа и мощности пепловых прослоев внутри определенных временных интервалов могут быть выделены пять пульсов субаэрального вулканизма, произошедшего в последние 3 млн. лет с увеличением числа и мощности слоев во время 2,6 млн лет. Слои пепла отсутствуют во временном интервале 34,4 – 6,3 млн. лет, но присутствуют в нижнем олигоцене до среднего эоцена. Высокое Ва/Nb(-200) палеогеновых пеплов подчеркивает их связь, скорее с островными дугами, чем со срединно-океаническими хребтами или источником горячей точки. Некоторые крупные эксплозионные события сопровождаются формированием слоев пепла мощностью менее 2,5 м в скв. 884. Удлиненные. (>5 to <100 mm), таблитчатые и пузырчатые фрагменты стекол могли быть образованы в процесс плиннианского извержения и удаляться на расстояние 600 км от активной дуги. Проведен анализ около 2000 индивидуальных обрывков стекла. Состав стекол определен по составу от андезитобазальтов до дацитов и риолитов. Степень обогащения ЛРЗЭ положительно коррелируется содержанием калия, отрицательная европиевая аномалия присутствует в большинстве образцов. Большинство образцов перекрывает составы современных вулкаников активной Курило-Камчатской дуги с $\epsilon Nd \sim -1-8$ и $87Sr/86Sr = 0,7031$ до $0,7038$, но некоторые образцы варьируют от $\epsilon Nd +3$ и $87Sr/86Sr = 0,7045$.

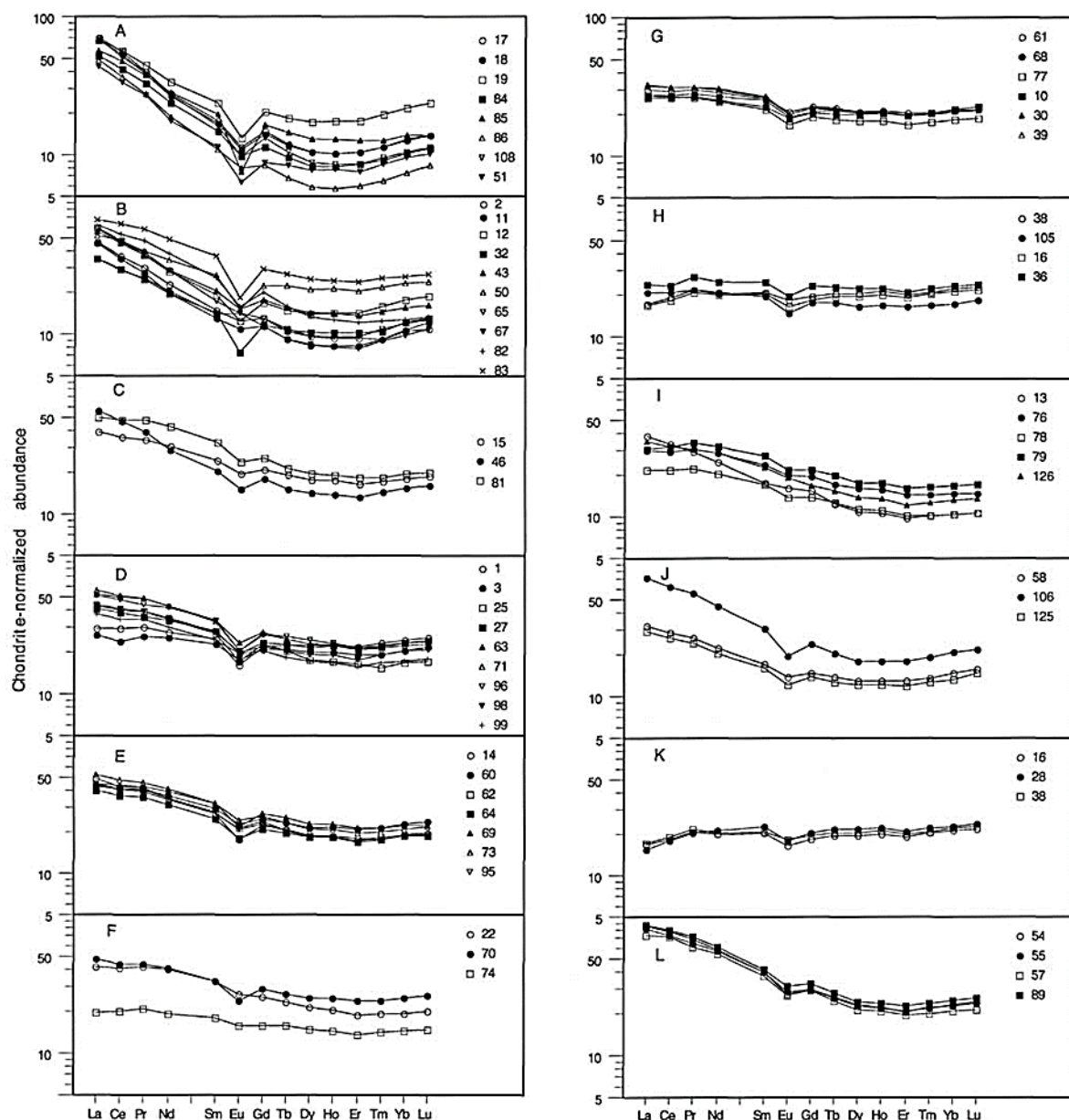
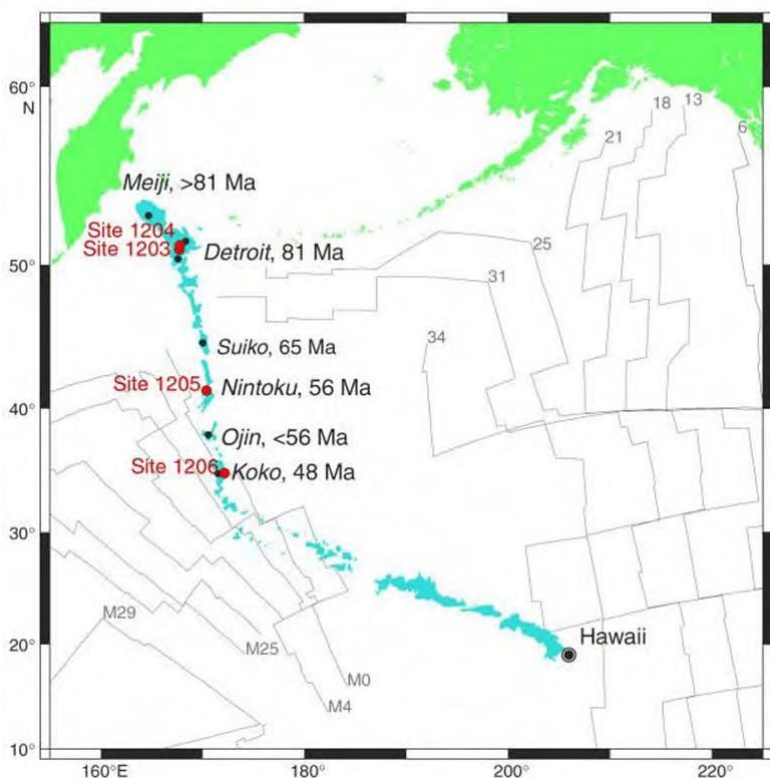


Рис. 1. 177. РЗЭ в пеплах скважин рейса 145.

Прежде всего, следует подчеркнуть исключительно фактографический материал работы, выполненной авторами рейса 55, которые после детального, совокупного, системного и разностороннего рассмотрения материалов, приходят к выводам, базирующимся только на проанализированном материале – отдельно литостратиграфическом, петро-геохимическом, и только затем выстраивают достаточно осторожно и корректно геодинамические выводы. Хочу заметить, что изначально, авторы рейса 55 не рассматривали в качестве основы и, непосредственно проведенных «полевых и в дальнейшем «камеральных» исследований, используя в качестве «основы» какую-либо геодинамическую версию. Такой «основой» явился, как уже отмечалось, фактографический материал при условии рационального сочетания сведений по литостратиграфии, палеонтологии, литологии, петрологии, геофизике. Хочу специально еще раз подчеркнуть, что авторы рейса 55 изначально не использовали в качестве какой-либо «идеологической» основы геодинамические построения.

Кардинально от материалов рейса 55 отличаются материалы рейса 197, которые изначально определили задачу исследований, что обозначено в титульном названии рейса «Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест, 2001». Именно в таком методологическом ключе и построены выводные разделы материалов этого рейса. В основу этих выводных построений заложены преимущественно сведения о радиологических исследованиях во многом определившие итоговые результаты, которые и обосновали вывод, заранее заданный в титуле рейса. Здесь следует отметить лишь то, что радиологическому, равно так же, как и петро- и геохимическому изучению подвергались вулканические породы, подвергшиеся, как это свидетельствует из текста, приводимого авторами, процессам наземного выветривания, которое как давно известно, заметно меняют геохимические, равно так же, как и радиологические характеристики изучаемых пород. Значительно меньшее внимание уделено авторами этого рейса, в отличие от авторов рейса 55, сведениям по геофизике, литостратиграфии, петрологии и пр. На примере этих двух сопоставляемых рейсов, выполнявшихся в равной мере высоко квалифицированным коллективом геологов, видны различия в методологии исследований – зависимых и независимых от концептуальных построений. Автор предоставляет возможность читателям этой работы самостоятельно проанализировать, сопоставить материалы исследований этих двух рейсов, разделенных многими десятилетиями, и самим оценить насколько неконструктивными, на взгляд автора этой работы, оказываются концептуально зависимые построения.



Рейс 197. Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест, 2001. Tarduno, J. A., Duncan, R. A., Scholl, D. W., et al., 2002 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 197.

//doi:10.2973/odp.proc.ir.197.2002.

Скв. 1203 – 1204 – подводная гора Детройт; **скв. 1205** – подводная гора Нинтоку, **скв. 1206** – подводная гора Кoko.

Скв. 1203. Глубина 2593 м. Пробурено 300 м пелагических осадков. На глубине 457 м вскрыты базальты.

Рис. 1. 178. Схема расположения скважин рейса 197.

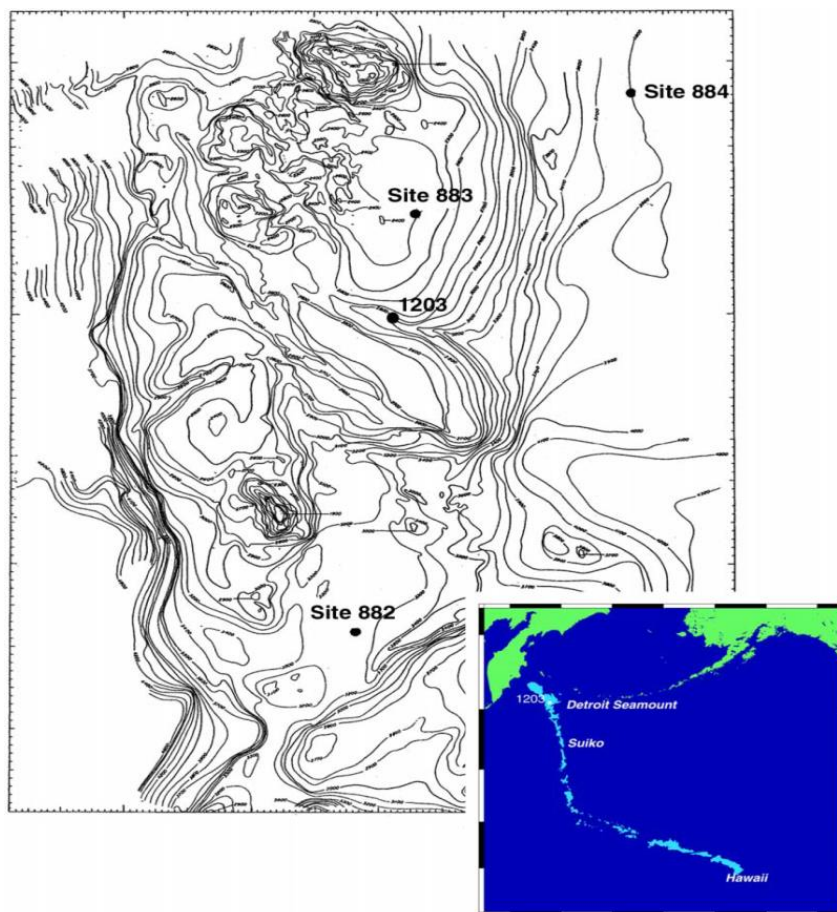


Рис. 1. 179. Батиметрия района размещения скв. 1203 и положение подводных гор в Императорском хребте.

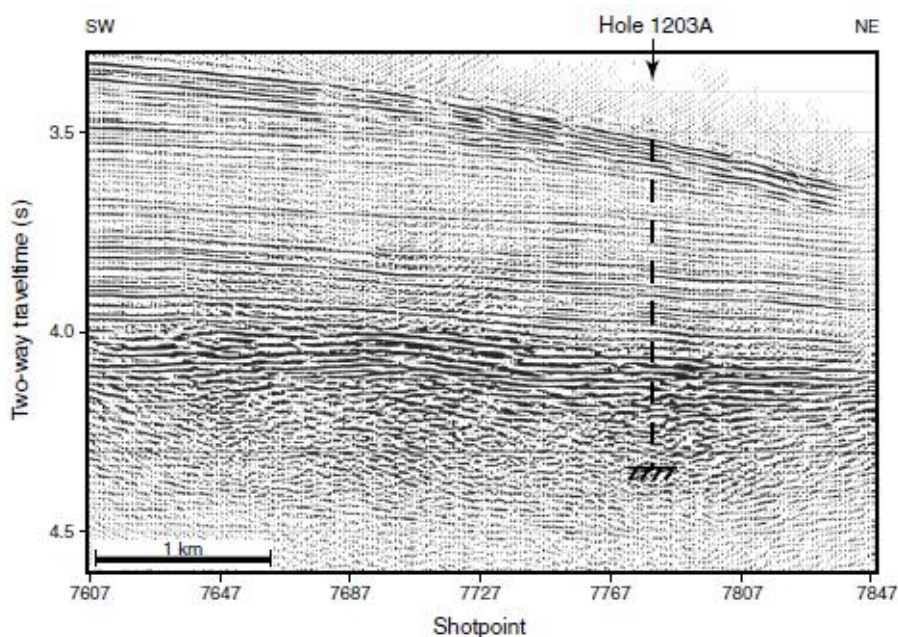


Рис. 1. 180. Сейсмический профиль района заложения скв. 1203.

Пачка 1 (интервал 300 – 388,9 м) – ранний олигоцен – поздний миоцен – нанофоссильные и диатомовые илы и нанофоссильный мел. В основании разреза возрастает количество карбонатного метериала. появляются прослой нанофоссильного мела, прослой глины и обогащенные органикой обломки в интервале мощностью 1 м.

Пачка 2 (интервал 388 – 447,3 м) – средний эоцен – поздний олигоцен, розовато-серый и палево- красный нанофоссильный мел с прослоями глины; обогащенный органикой мел содержит пирит.

Пачка 3 (интервал 447,3 – 457,6 м) – ранний – средний эоцен; песчано-глинистая пачка, перекрывающая

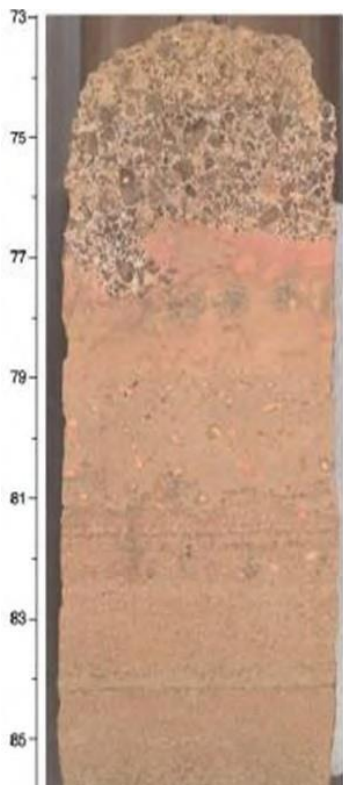


Рис. 1. 181. Граница между потоками 8 и 9.

вулканическое основание. Нанофоссильный мел преобладает, но появляются интервалы, обогащенные глиной, оксидами железа, пиритом и обломками органики. Постоянно присутствуют окислы железа (30-60%). Пачка 3b, непосредственно залегающая на вулканитах, представлена красными и коричневыми глинами. Драматическое увеличение гидроокислов железа – может быть обусловлено выветриванием пепловых слоев или вулканитов основания.

Нижележащие пачки вулканического основания: базальтовое основание ~ 457 м представлено 18 лавовыми пачками (216 м) и 12 вулканокластическими прослоями

Перекристаллизованного мела, переслаивающегося с песчаным туфовым материалом.

Потоки лав разделяются их выветрелыми поверхностями. Возраст осадков, перекрывающих базальты – ранний эоцен – 50,6-51,6 млн л. Возраст вулканокластических единиц – маастрихт- кампан – 4, 7, 2 – 71,6-76 млн л., пачек 17 и 27 – 75-76 млн л. Вулканокластические породы – первичная тефра (пирокластика и гиалокластиты), их переотложенные продукты, чередующиеся с кластическими и карбонатными осадками. Отложения тефры: базальтовый туф, лапиллиевый туф и брекчия. Туфы имеют косую слоистость, сцементированы карбонатом и цеолитом. Характерны миндалекаменные обломки. Туфы свидетельствуют о стромболианском субаэральном извержении (эксплозивном). Обломки в лапиллиевых туфах размером более 25 мм, сложены высокоминдалекаменными базальтами (>70% миндалин). Стекло сильно и полностью изменено.

Потоки лавы часто полностью изменены. Скважиной вскрыто 18 лавовых потоков от толеитов до щелочных базальтов – мощность от 2 до 10 м. Все базальтовые породы и вулканокластические осадки подверглись вторичным изменениям и или выветриванию. Основная масса и порфиоровые выделения оливина замещены минералами глин и гидроокислами железа (бурая глина, зеленая глина – сапонит).

Пачка 2 (интервал 774,7-794,8 м) – ранний-средний эоцен; нанофоссильный и глинистый нанофоссильный мел, переслаивается пепловыми горизонтами, желто-коричневым вулканическим песком с измененным (палагонит) стеклом.

Пачка 3 (интервал 794,8-810,5 м) – поздний палеоцен – ранний эоцен – нанофоссильный мел.

Пачка 4, 4a (интервал 810,5-815,8 м) – поздний мел (кампан) – поздний палеоцен. 4a – граница мел- третичные отложения – резкое уменьшение нанофоссильного мела, чередующегося с глинами, обогащенными гидроокислами железа и палагонитом, с прослоями пепла и глинами буро – коричневыми, развитыми по пепловым прослоям. 4в (интервал 815,6-815,8 м) – неотсортированные конгломераты

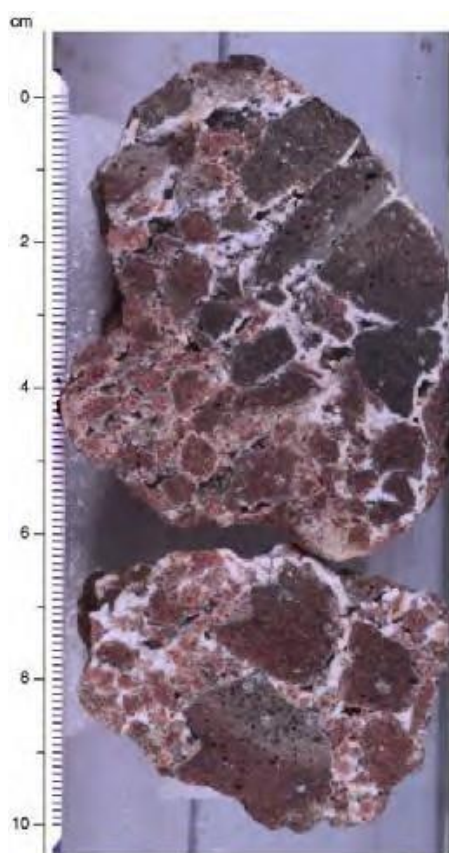


Рис. 1. 182. Брекчия субпачки 1b, которая содержит угловатые фрагменты измененного стекла и миндалекаменных базальтов в карбонатном цементе.

(диамиктиты) (144 см) плохо литифицированные – галька в глинистом материале представлена глиной, округлыми и угловатыми гальками базальтов, красными глинистыми песчаниками. Гальки всех пород (включая базальты) – буро-коричневые за счет замещения матрикса пород гидроокислами железа, палагонитом и обогащенной гипсом глиной.

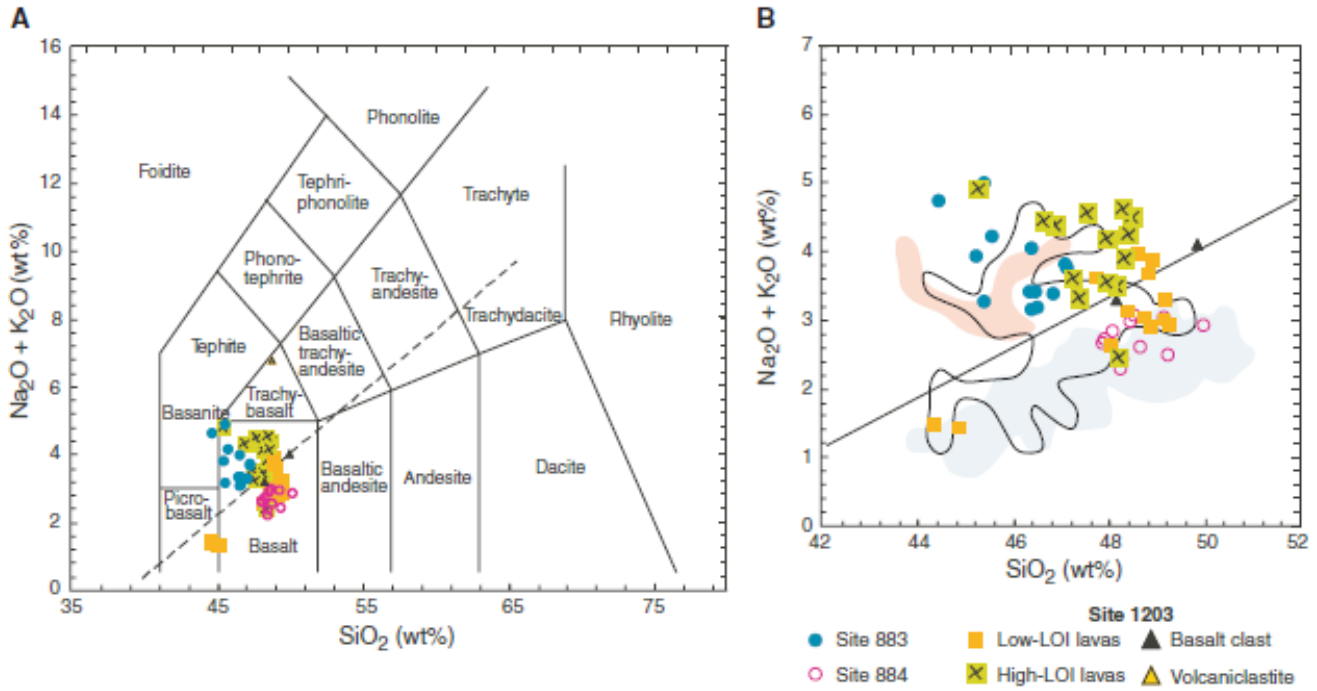


Рис. 1. 183. Петрохимические характеристики базальтов скв. 1203.

Скв. 1204А. Скважина 1204 расположена севернее скв. 1203. Глубина 2604. 4 м.

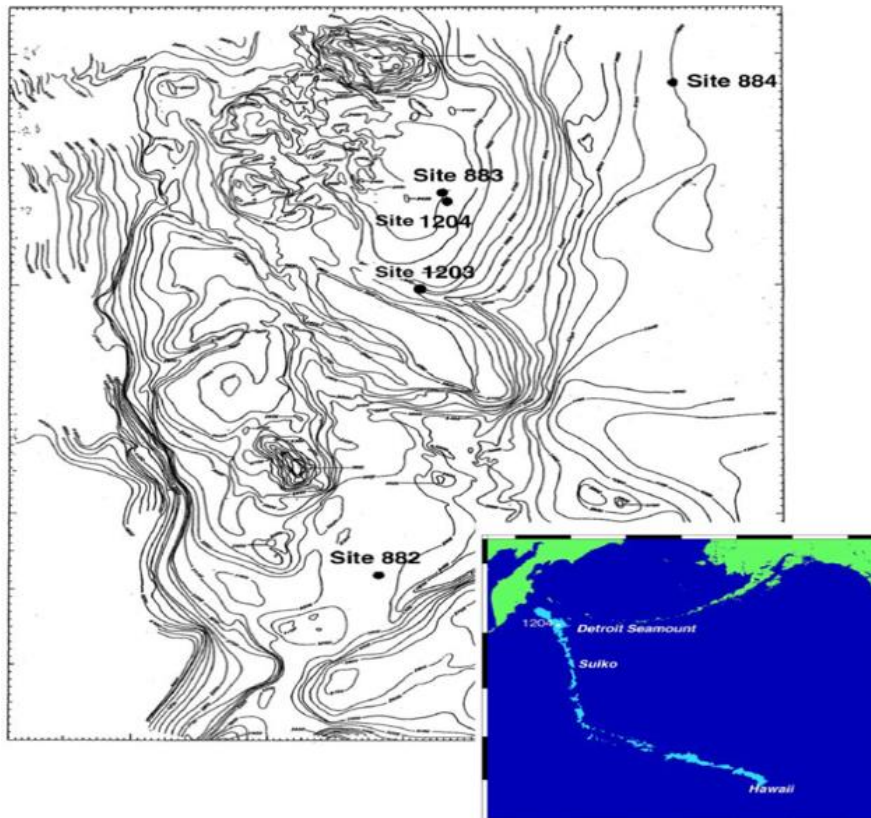


Рис. 1. 184. Батиметрическая карта размещения скв. 1204.

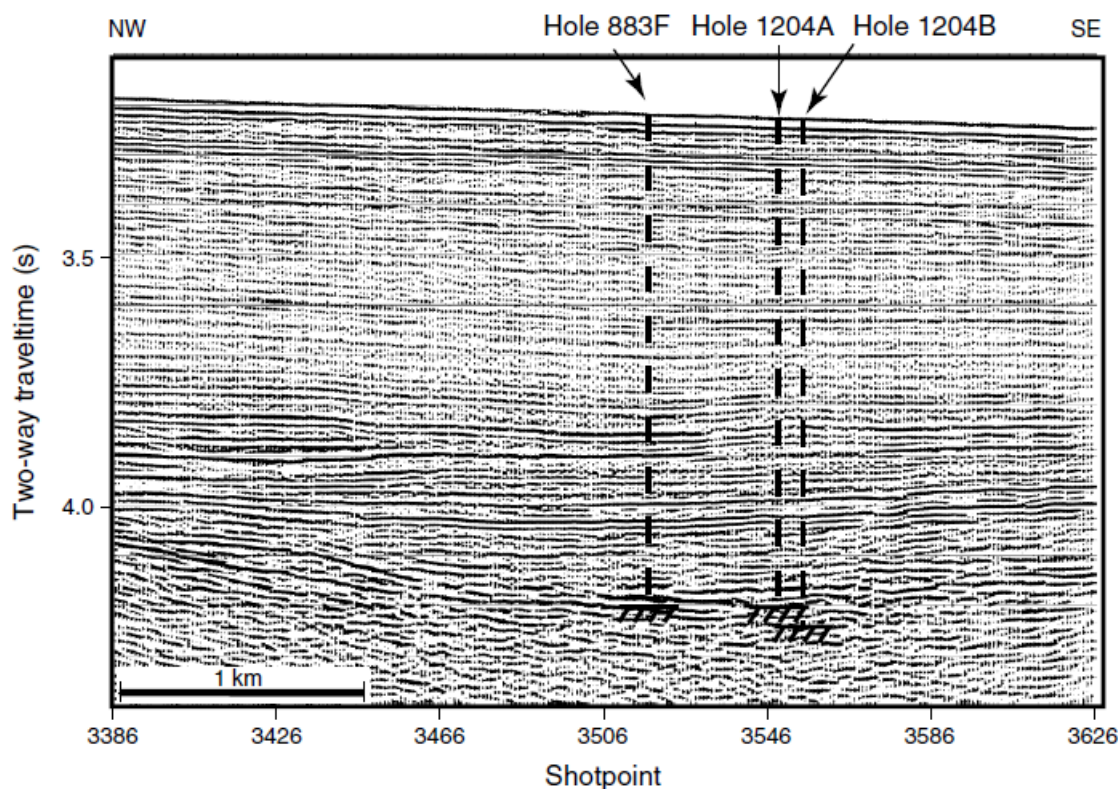


Рис. 1. 185. Сейсмический профиль района заложения скв. 1204.

На глубине 762 м вскрыты последовательность нанофоссильного мела с прослоями вулканического пепла – средний эоцен-поздний эоцен. В скв. 1204 вскрыты четыре литологические пачки с возрастом от позднего мела-кампана до среднего эоцена.

Пачка 1 – (интервал 761,9-774,7 м) – средний эоцен – известковистый пелагический мел с нанофоссилиями и фораминиферами. Граница пачек 1 и 2 фиксируется по резкому уменьшению, вверх по разрезу, количества вулканического материала, оксидов железа пепловых частиц, палагонита и глины.

Пачка 2 – (интервал 774,7-794,8 м) – ранний- средний эоцен – имеет существенно карбонатный состав с прослоями вулканического пепла. Нанофоссильный мел и глинистый нанофоссильный мел чередуются с прослоями витрического пепла, сантиметровыми и дециметровыми прослоями темно-коричневого вулканокластического песка с измененными фрагментами вулканического стекла, с проявлениями складок и слампинга.

Пачка 3 – (интервал 794,8-810,5 м) – поздний палеоцен - ранний эоцен - представлена желто-коричневым нанофоссильным и фораминиферовым мелом возраста ранний эоцен. Содержит прослой вулканического пепла и частички палагонита.

Пачка 4 – (интервал 810,5-815,8 м) – поздний мел- кампан, поздний палеоцен – конгломераты, диамектиты с карбонатно-глинистым цементом, с округлыми и субокруглыми гальками базальтов и с кристаллами гипса.

Диамектиты, содержащие высоко измененные базальты афировые миндалекаменные. Размер галек ~1 см в известковистом матриксе. 1б – верхняя часть – известковистые вулканокластические песчаники, переходящие вниз по разрезу в брекчию – фрагменты высоко измененных миндалекаменных базальтов в известковистом песчаном матриксе. Вниз по разрезу пачки 1 уменьшается степень окатанности и сортировки, размер и

угловатость обломков, базальты в обломках подобны пачке 2.

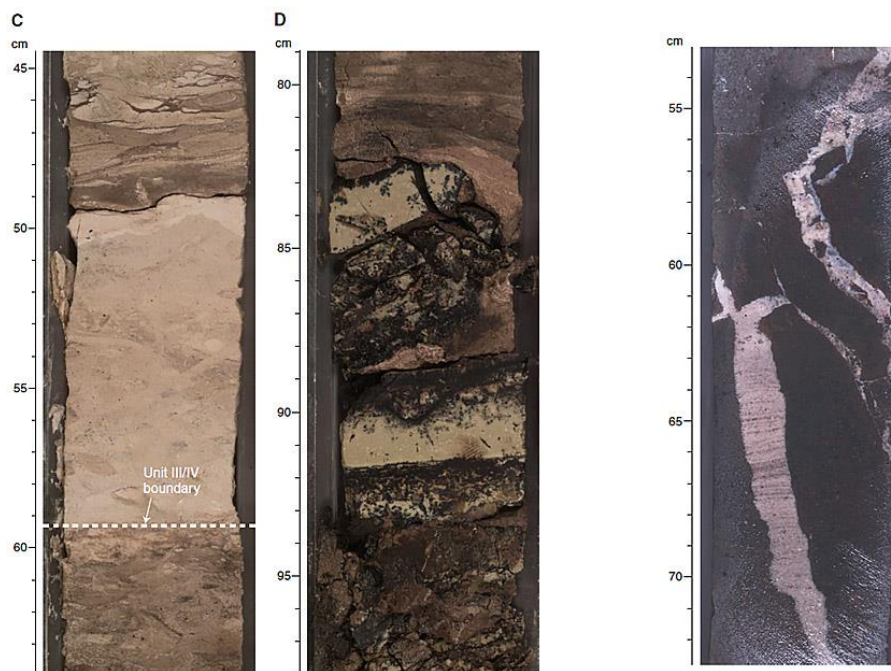


Рис. 1. 186. **С.** Граница между пачками 3 и 4, **Д.** Дендритовые железо – марганцевые конкреции в палагонитовой глине.

Рис. 1. 187. Полосчатый карбонатный песок, заполняющий трещины в базальте.

Скв. 1205. Район подводной горы Нинтоку, глубина – 1310 м. гора Нинтоку занимает центральное положение в Императорской цепи вулканов. Структура симаунта – удлиненная вулканическая постройка с двумя хребтами юго-западного и юг-юго-западного направления, протягивающиеся на 100 км.

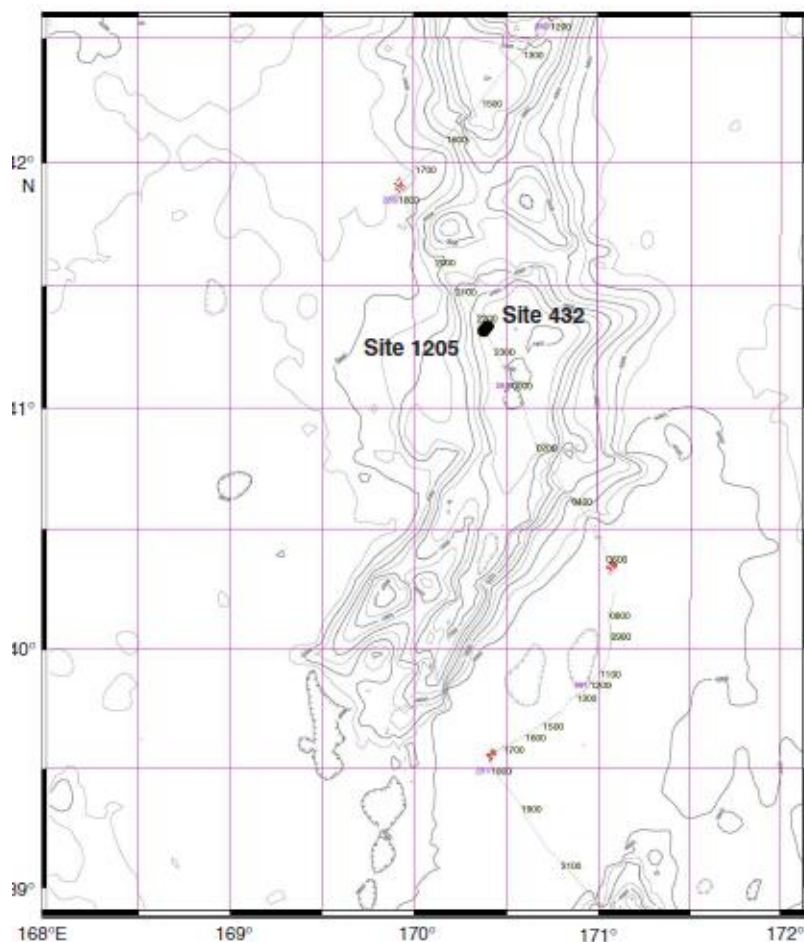


Рис. 1. 188. Батиметрия района заложения скв. 1205.

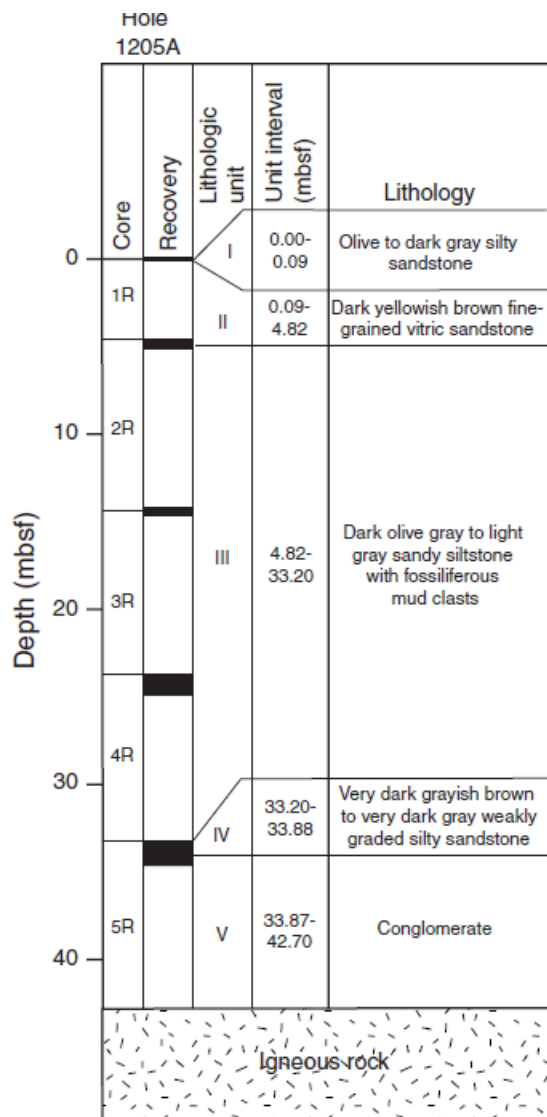


Рис. 1. 189. Разрез надбазальтовой части скв. 1205.

Гора Нинтоку представляет собой коалесцирующее скопление вулканов в этой цепи, размещение которых контролируется степенью структурированности подстилающей литосферы океана. При этом, система Нинтоку отчетливо изолирована от симаунта Йомейна севернее на расстоянии 100 км и на 200 км от симаунта Джингу, расположенной на юге. По материалам рейса 55 предполагалось, что симаунт Нинтоку проходил стадию атолла, окруженного рифами и банками, и интенсивным карбонатным интерьером перед проседанием и разрушением островов, располагавшихся ниже уровня эрозии. В дальнейшем предполагалось, что несколько небольших остатков вулканов перекрывались мелководными отложениями. Гора Нинтоку оставалась выше уровня моря достаточно долго, чтобы сделать плоской поверхность субаэральной эрозией и действием волн. Мелководное осадконакопление прекратилось вследствие опускания в палеоцене.

Пачка 1 (интервал 0-0,09 м) – ранний эоцен (граница эоцен-палеоцен), песчаники с кальцитовым цементом, содержат хорошо округлые и субугловатые обломки базальтов, биокласты, обломки стекла и глины, обломки минералов.

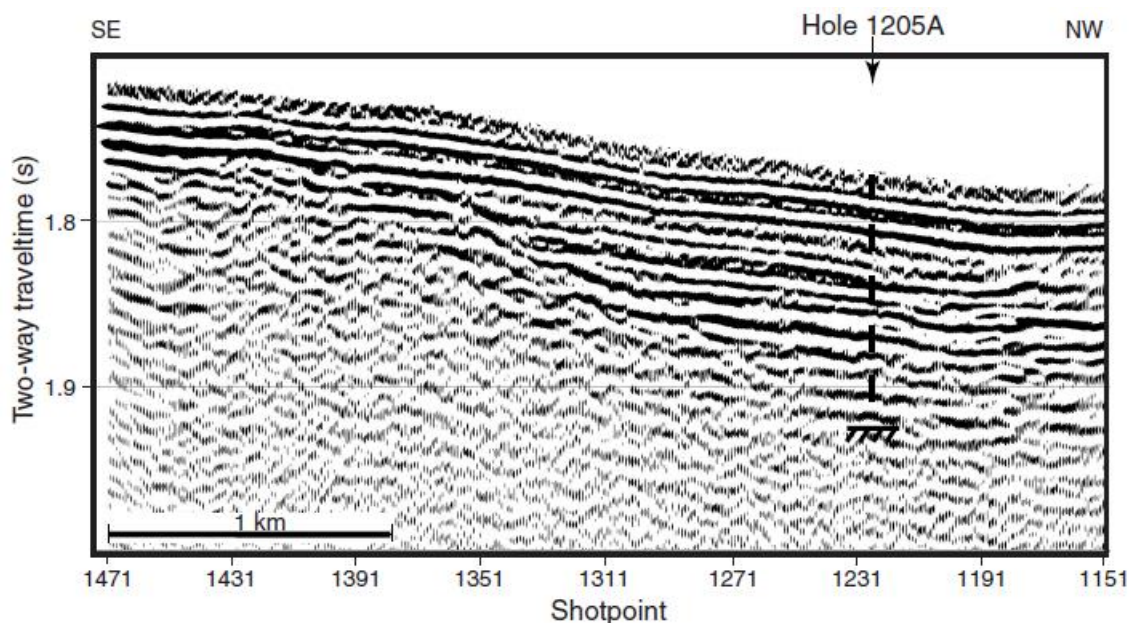


Рис. 1. 190. Сейсмический профиль района заложения скв. 1205.

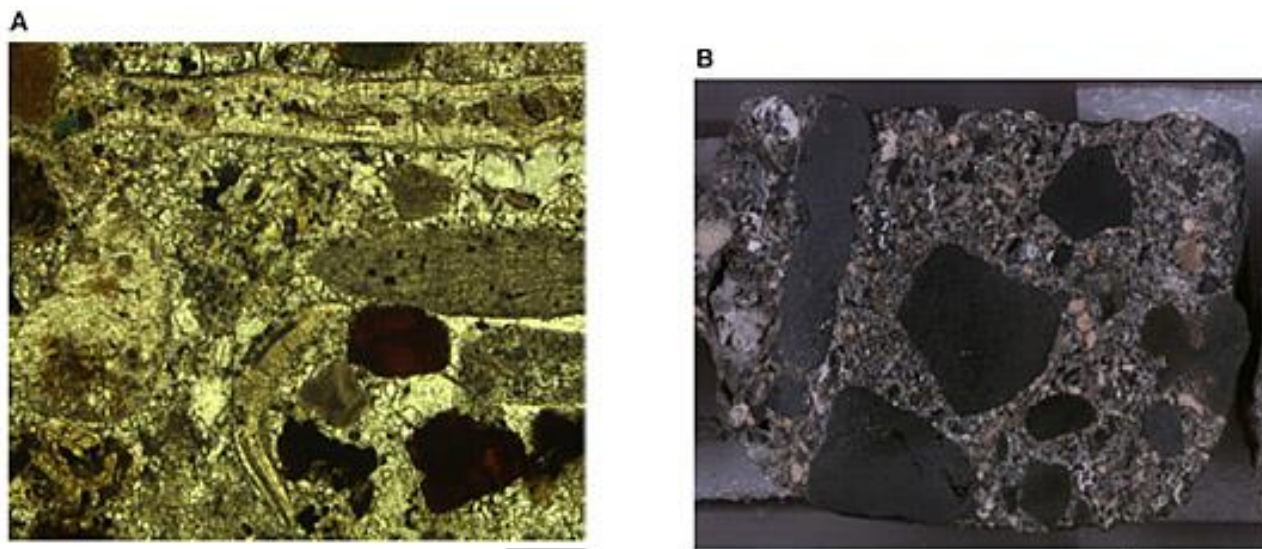


Рис. 1. 191. А. Красные водоросли, бриозоа и двустворки. В. Известковистый конгломерат.

Пачка 2 (интервал 0,09-4,82 м) – эоцен- палеоцен граница – темно-желто-коричневые витрические песчаники, содержащие вулканическое стекло, замещенное палагонитом и гематит в кальците. Присутствуют бентические фораминиферы, фрагменты бриозоа и кораллиновые водоросли.

Пачка 3 (интервал 4,82-24,94 м) – эоцен – светло-серые песчаники с обломками «грязи», сложенными рудным минералом (15%), коричневой глиной (60%) и кальцитом (25%). Округлые обломки базальтов и туфов присутствуют вместе с биокластами (фораминиферы, красные водоросли, бриозоа). В основании разреза фрагменты раковин, указывающие на около береговые условия.

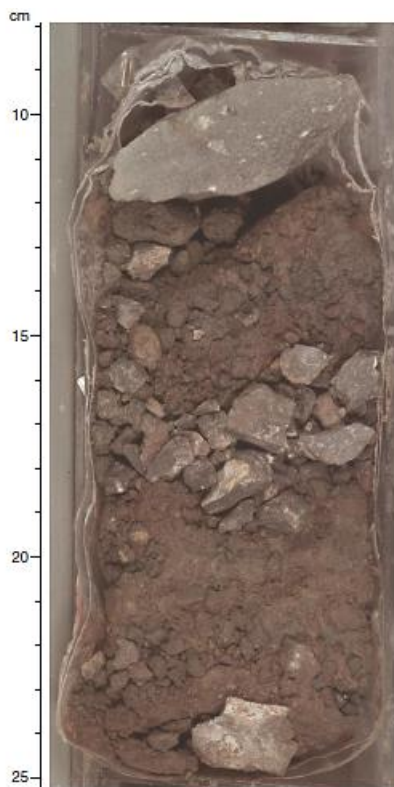


Рис. 1. 192. Красная кора выветривания пачки 7 и сравнительно не выветрелый базальт сверху и внизу керна.

Пачка 4 (интервал 24,94-33,87 м) – ранний эоцен (граница эоцен-палеоцен) темно-серо- коричневые – темно-серые песчаники с прослоями и коричнево-желтыми обломками раковин (3, 4, 2 см); обугленная древесина и уголь.

Пачка 5 (интервал 33,87-35,15 м) – ранний эоцен (граница эоцен-палеоцен). Желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5-90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Вулканические обломки настолько сильно изменены, что протолит не определить.

Далее пробурены горизонты красных почв, указывающих на субаэральное выветривание между потоками лав.

Базальтовое основание вскрыто в скв. 1204, 1204а и 1204 в. Базальты датируются возрастом – поздний мел - кампан (71-76 млн лет) по нанофоссилиям в осадках, непосредственно налегающих на базальты. Базальты делятся на две пачки – кластические осадки и потоки базальтовых лав, сложенных афировыми и оливин плагиоклазовыми порфировыми базальтами. В скв. 1204 в

примерно 53.4 м разделены на четыре пачки: пачка 1 – афировые базальты; пачки 2а-2d – секвенция базальт-диабаз

афировых гиалокластических лапиллиевых брекчий. Пачка 3 - афировые базальты и пачка 4 – сложена известковистыми песчаниками. Нанофоссилии в пачке 4 того же возраста – 71-76 млн лет, что и вышележащих осадков. Лавы скв. 1204 интерпретируются как лавы паехое.

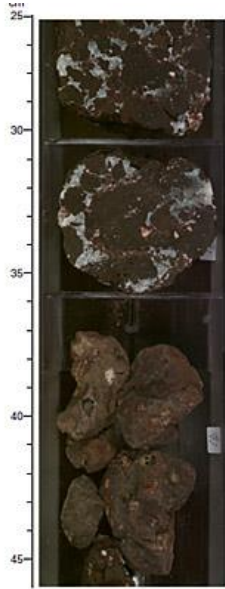


Рис. 1. 193. Базальная брекчия оливин-порфиорового базальта, перекрывающего выветрелую и обломочную верхнюю часть афирового базальта.

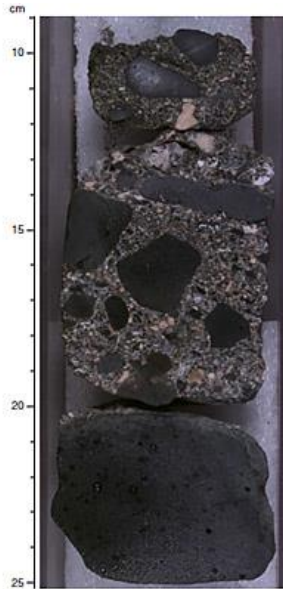


Рис. 1. 194. Конгломерат, перекрывающий основание, показывающий обломки гавайита размером 8 см в плохо отсортированном песчаном матриксе.

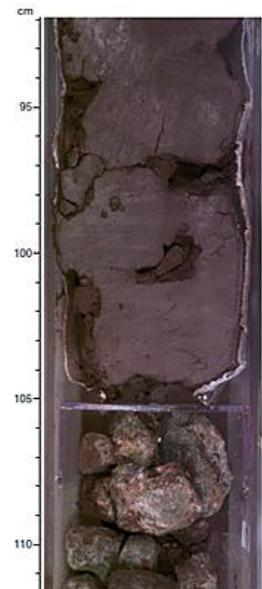


Рис. 1. 195. Красная почва коры выветривания, перекрывающая верхнюю часть потока афирового базальта.

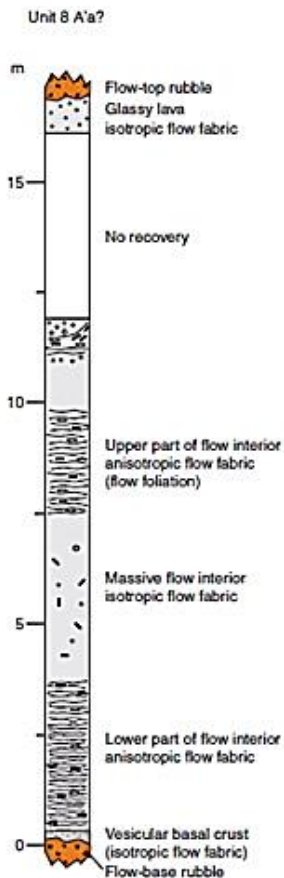


Рис. 1. 196. Пример внутреннего строения лавового потока 8.

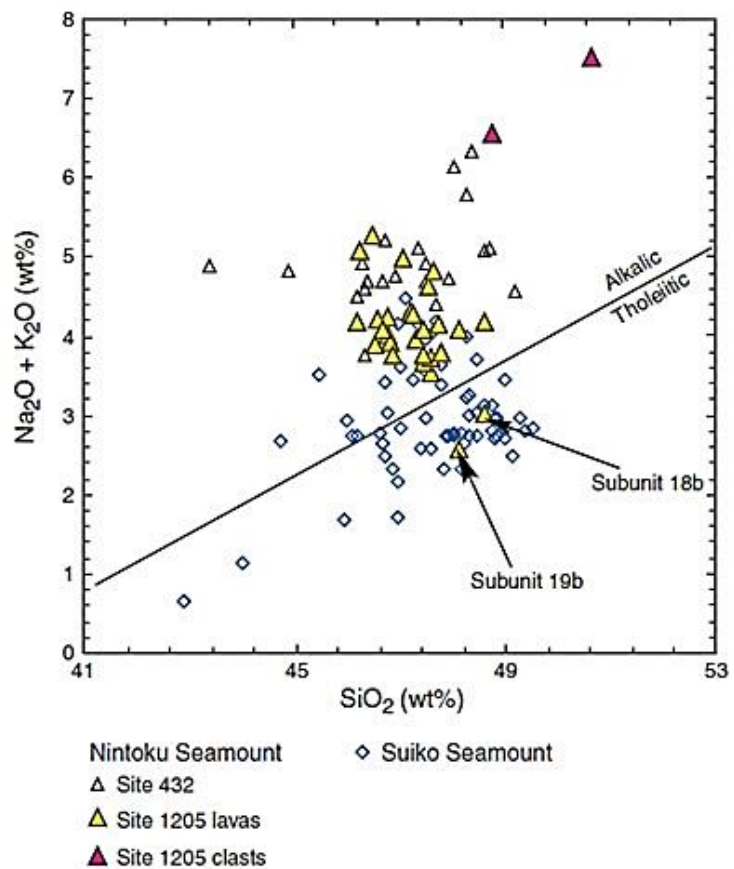


Рис. 1. 197. Петрохимические характеристики базальтов г. Детройт скв. 1204.

Изменения, в окисленных базальтах, проявленные повсеместно, характеризуются как зоны подводного

выветривания и зоны фиксации калия in «the so-called “seafloor weathering and alkali fixation” zone of Alt (1995)» .

Скв. 1205А пробурено 283,2 м.

Вскрыта последовательность субаэральных базальтовых лавовых потоков, чередующихся осадков и красных почв (160 м). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен – ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6-55,0 млн л.). Три нанофоссильных горизонта залегают непосредственно выше базальтового основания, которое в скв. 1205А разделено на 30 литологических пачек, из которых 25 – лавовые потоки и 5 – красные почвы или песчаники. Каждый поток лавы перекрыт красной почвой или интенсивно выветрелым базальтом, в одном случае песчаником. Лавовые потоки выделялись по их выветрелой поверхности, горизонтам красных почв, базальтовым брекчиям. Выделено 11 горизонтов красных почв. Лавовые потоки подвергались субаэральному выветриванию. Многие потоки высокоминдалекаменные (до 50%) с размерами миндалин 1 – 10 мм. Красные почвы имеют мощность до 30 см, сложены гидроокислами железа, палагонитом, смектитом, развитым по вулканическому стеклу с фрагментами лав в различной степени изменения.

Пачка 1 – (интервал 0 -0,09 м) – ранний эоцен- граница эоцен-палеоцен – глинистые песчаники, цементируемые кальцитом и содержащие округлые фрагменты базальтов, биокласты, обломки вулканического стекла. Биокласты бентосные фораминиферы, бриоза и красные водоросли.

Пачка 2 – (интервал 0 ,09-4,82 м) – ранний эоцен – граница эоцен-палеоцен – темно-коричневые витрические песчаники с палагонитизированным вулканическим стеклом и гематитом в карбонатном цементе. Биокласты те же, что и в пачке 1.

Пачка 3 – (интервал 4,82-24,94 м) – эоцен – песчаники с бриоза, биокластами – те же, что и в пачках 1и 2, округлые фрагменты базальтов и туфов.

Пачка 4 – (интервал 24,94-33,87 м) – ранний эоцен- граница эоцен – палеоцен – песчаники с биокластами с фрагментами обугленной древесины.

Пачка 5 – (интервал 33,87-35,15 м) – ранний эоцен- граница эоцен-палеоцен – известковистые конгломераты с обломками – (5-90 мм) округлых и субокруглых афанитовых базальтов с кальцитовым цементом. Биокласты – двустворки, пелециподы, красные водоросли, фораминиферы. Вулканиды изменены настолько, что определить протолит невозможно. Условия осадконакопления – пляжные или околопляжные на глубинах – 20-30

м. Нижележащие горизонты красных почв показывают условия субаэрального выветривания между лавовыми потоками. Геологическая история района скв. 1205 – проседание вулканического острова с субаэральными пачками, перекрывающимися периодически морскими отложениями мелководными в высокоэнергетических условиях.

Скв. 1206. Подводная гора Коко расположена в крайней южной части Императорской цепи вулканов и представляет удлиненную вулканическую постройку в северо-запад – юго-восточном направлении. Основанием горы является система коалесцирующих вулканов, похожих на крупные постройки, подобные симаунту Нинтоки. Гора Коко покрыта мощной шапкой карбонатных пород. На сейсмическом профиле постройка горы Коко полого поднимается на высоту 5000 м с вулканическими

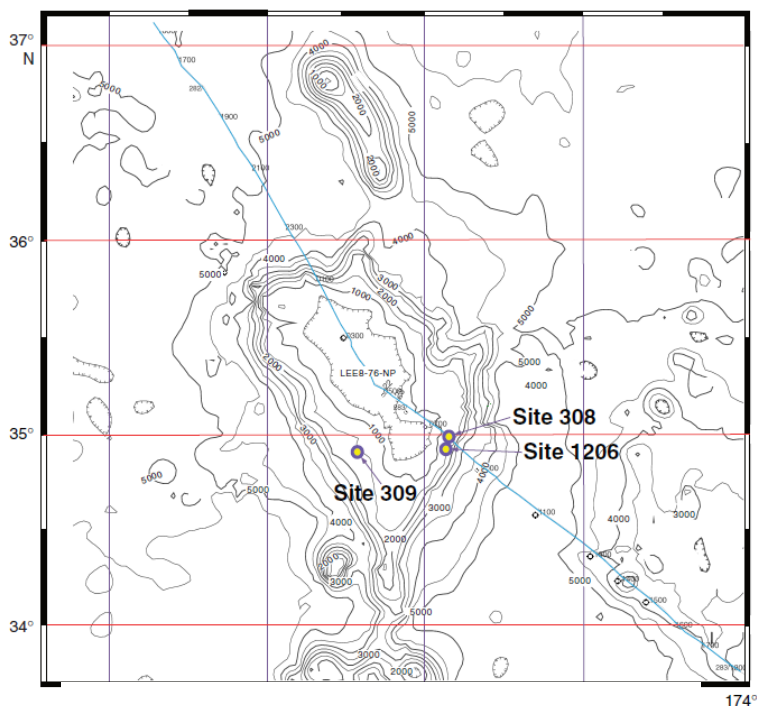


Рис. 1. 198. Батиметрия района заложения скв. 1206.

склонами не покрытыми осадками, и центральным поднятием с осадочным чехлом и варьирующими глубинами от 500 до 1500 м. Гора Коко идентифицирована как гайот. Считается, что гора была зрелой карбонатной банкой или атоллом с округлой лагуной, рифами, окружающими террасы. Присутствие бриозоа, кораллов и оолитов указывает на тепловодную карбонатную экосистему. Мощность карбонатных отложений более 200 м указывает на то, что этот гайот оставался в этих мелководных условиях дольше, чем другие горы Императорского хребта. Вулканическая поверхность Коко оставалась выше уровня моря достаточно долго для того, чтобы выровнялась до плоской субаэральной эрозией и действиями волн. Скважина заложена на глубине 1540 м.

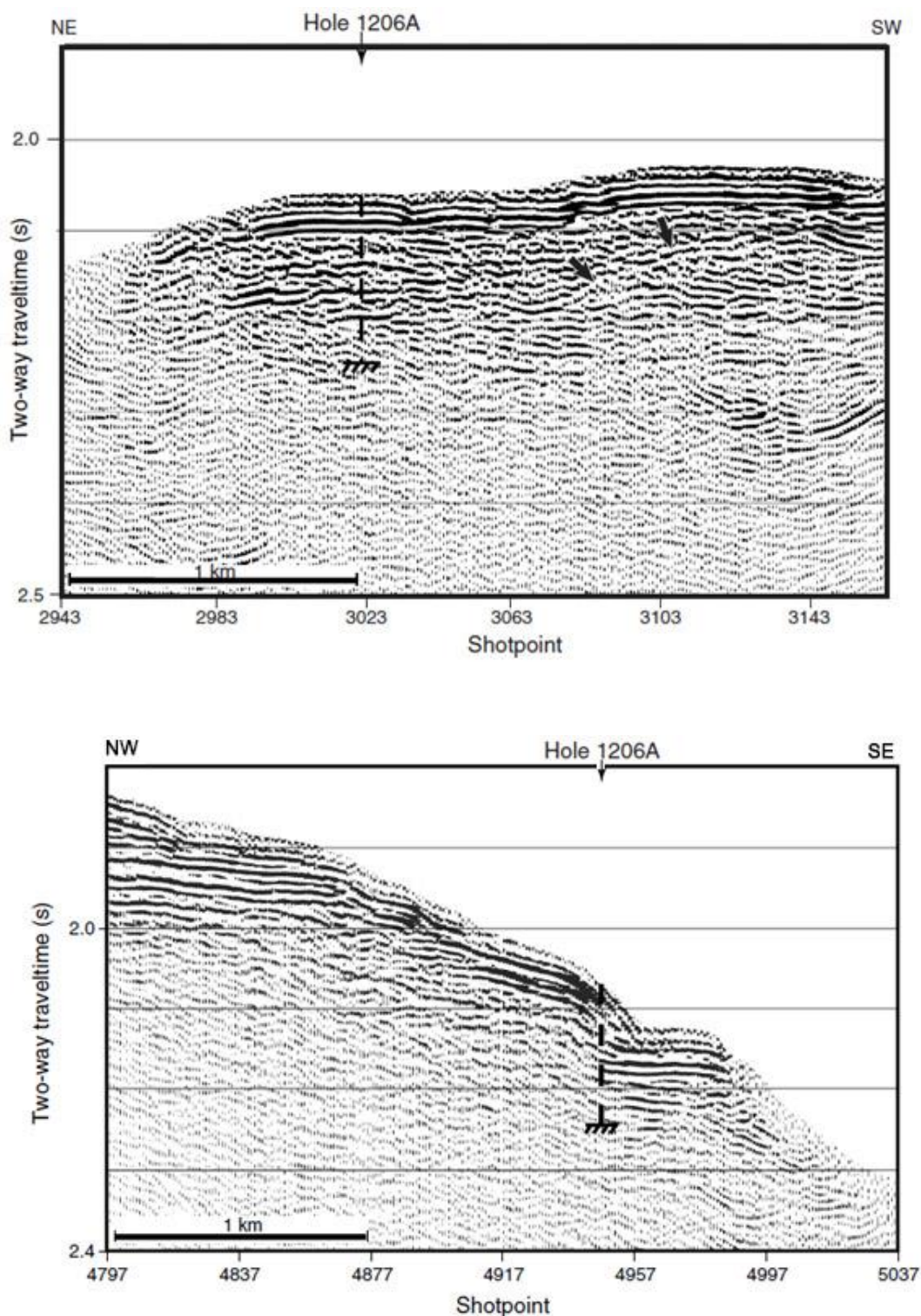


Рис. 1. 199. Сейсмические профили района заложения скв. 1206.

Бурение скважины началось с вулканического основания, расположенного в 57 м. Пробурено 278 м лавовых потоков, гиалокластитов, вулканокластических песчаников и известняков с возрастом ранний средний эоцен. Основание разделено на 22 литологические пакки. Присутствуют глубоко выветрелые красно-коричневые поверхности лавовых потоков, прослой осадочных пород и базальных брекчий. Лавовые потоки представлены преимущественно оливин порфировыми и афировыми базальтами. Присутствуют прослой известняков, вулканокластических песчаников, ракушняков, красно-коричневых глубоковыветрелых верхних частей лавовых потоков. Известняки с биокластами милиолидными фораминиферами, песчаники и конгломераты, особенно в нижней части основания. Биокласты представлены милиолидными фораминиферами, миллиметровыми обломками кораллов, спикулами губок и двустворками. Изменение размера обломков, сортировка и биогенные компоненты свидетельствуют о прибрежном формировании осадков. Вулканические породы составляют 88% основания и подобны по составу магмам щитовой стадии Гавайских вулканов. Вулканиды разделены на 15 потоков с языками лав паехое, субэральных базальтовых лав, гиалокластитовыми брекчиями, похожими на современные паехое лавы Гавайев. По химическому составу лавы скв. 1206 отнесены к толеитовым базальтам и только три из 20 обр. отнесены к щелочным базальтам, фиксируя смену щитовой постщитовой стадий.

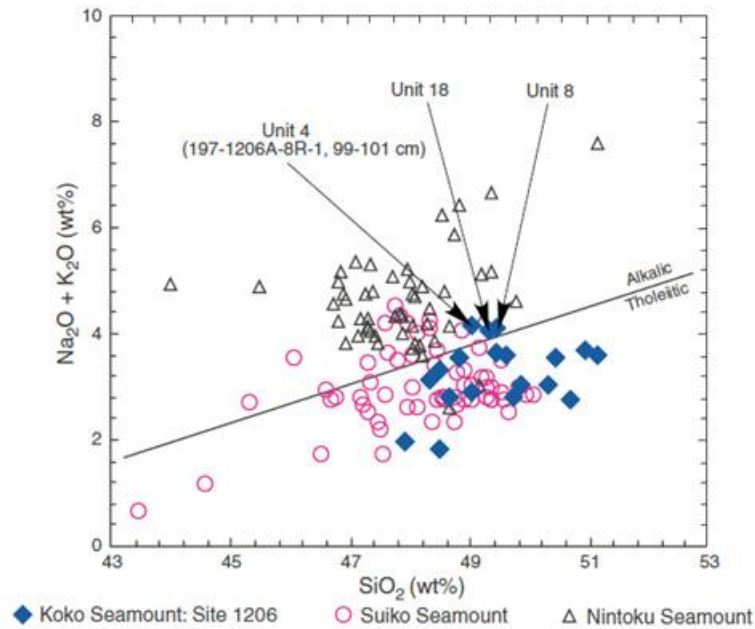


Рис. 1. 200. Петрохимическая характеристика базальтов скв. 1206.

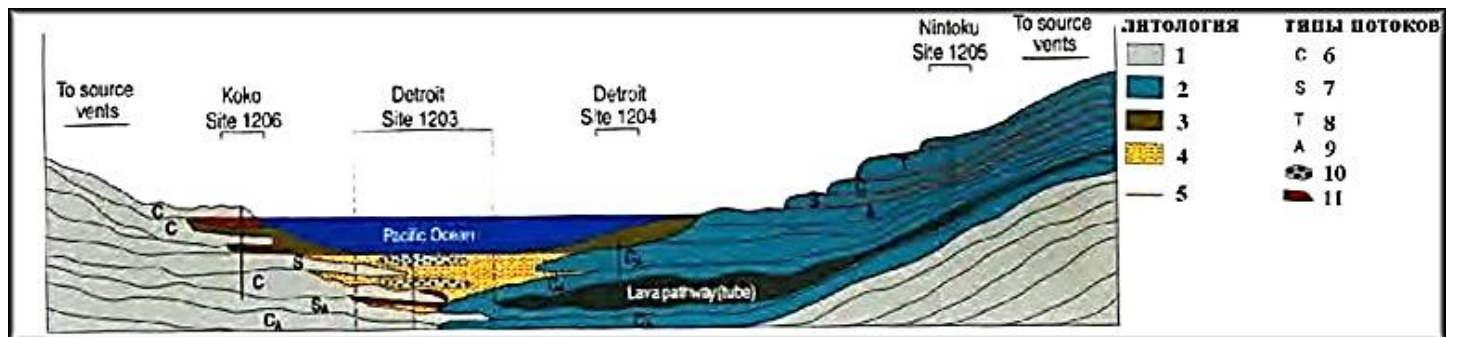


Рис. 1. 201. Схематический (внемасштабный) разрез Гавайского хребта, составленный по результатам бурения скважин рейса 197 программы ODP (Duncan et al., 2003). Литология и петрография: 1 – толеитовый базальт (щитовая стадия); 2 – щелочной базальт, постщитовая стадия; 3 – песчаник береговой линии; 4 – слоистые известковистые алевролиты и песчаники, чередующиеся с вулканомиктовыми отложениями (тефра); 5 – коры выветривания или выветрелые верхние части потоков. Типы потоков: 6 – С – серии потоков лав паехое; 7 – S – одиночные потоки лав паехое; 8 – лавовые потоки, переходные между типами С и S; 9 – лавы aa; 10 – пиллоу-лавы; 11 – «лавовая дельта» (брекчии основания потока или подушечные окончания лавовых потоков).

Кардинально от материалов рейса 55 отличаются материалы рейса 197, которые изначально определили задачу исследований, что обозначено в титульном названии рейса «Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест, 2001». Именно в таком методологическом ключе и построены выводные разделы материалов этого рейса. В основу этих выводных построений заложены, преимущественно, сведения о радиологических исследованиях, во многом определившие итоговые результаты, которые и обосновали вывод, заранее заданный в титуле рейса. Здесь следует отметить лишь то, что радиологическому, равно как и петро, и геохимическому изучению подвергались вулканические породы, подвергшиеся, как это свидетельствует из текста, приводимого авторами, процессам наземного выветривания, которое как давно известно, заметно меняют геохимические, равно как и радиологические характеристики изучаемых пород. Значительно меньшее внимание уделено, авторами этого рейса в отличие от авторов рейса 55, сведениям по геофизике, литостратиграфии, петрологии и пр. На примере этих двух сопоставляемых рейсов, выполнявшихся в равной мере высококвалифицированным коллективом геологов, видны различия в методологии исследований – зависимых и независимых от концептуальных построений. Автор предоставляет возможность читателям этой работы, самостоятельно проанализировать, сопоставить материалы исследований этих двух рейсов, разделенных многими десятилетиями, и самим оценить насколько неконструктивными, на взгляд автора этой работы, оказываются концептуально зависимые построения.

Рейс 202 . Юго-восточный тихоокеанский палеоокеанографический трансект. Mix, A. C., Tiedemann, R., Blum, P., et al., 2003. Proc. ODP, Init. Repts., 202: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
[//doi:10.2973/odp.proc.ir.202.2003](https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.202.2003)

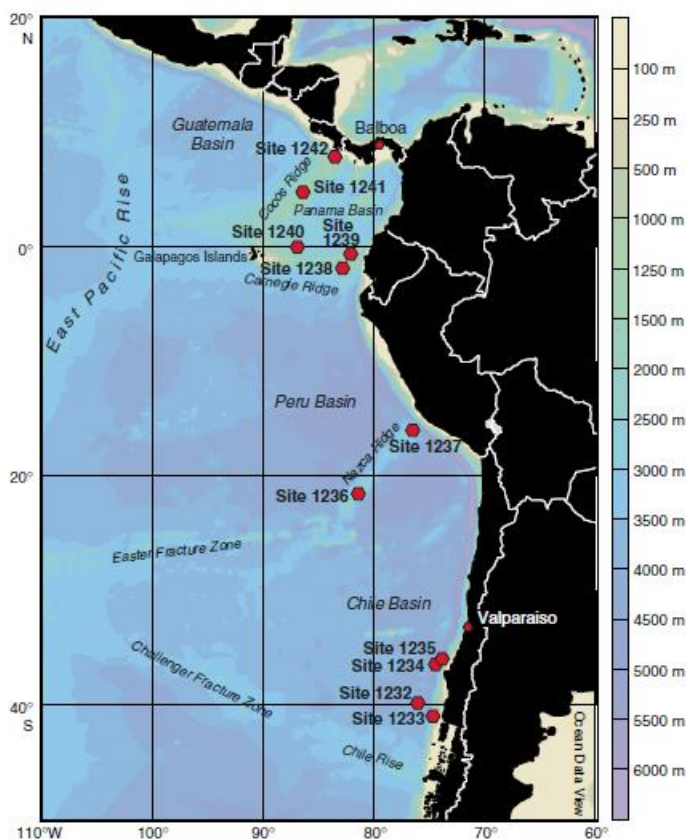


Рис. 1. 202. Размещение скважин рейса 202.

Скв. 1236 расположена на вершине асейсмичного хребта Наска на глубине 1323 м, вблизи пересечения хребта с трансформным разломом Наска. Скважина расположена в центре плато шириной 20 км, которое обозначено пунктиром небольших вулканических поднятий высотой несколько сотен метров, возвышающихся над

сравнительно плоской батиметрической поверхностью. Такие особенности строения хребта могут обозначать существование здесь небольших эродированных остатков архипелага вулканических островов, погружившихся ниже уровня моря. В 20 км юго-западнее скв. 1236 плосковершинный гайот поднимается на высоту 350 м выше современного уровня моря. Присутствие хорошо сохранившихся мелководных батиметрических особенностей и эродированных поверхностей, предполагает многочисленные эпизоды вулканизма или присутствие молодых карбонатных рифов, растущих на вершинах вулканических построек. Общая мощность осадков, на основании сейсмических профилей в районе скв. 1236, оценивается в 200 м. В месте скв. 1236 пробурены три скважины глубиной 222. 8, 136. 7 и 180. 9 м. Базальтовая брекчия вскрыта на глубине 222. 3 м в скв. 1236А.

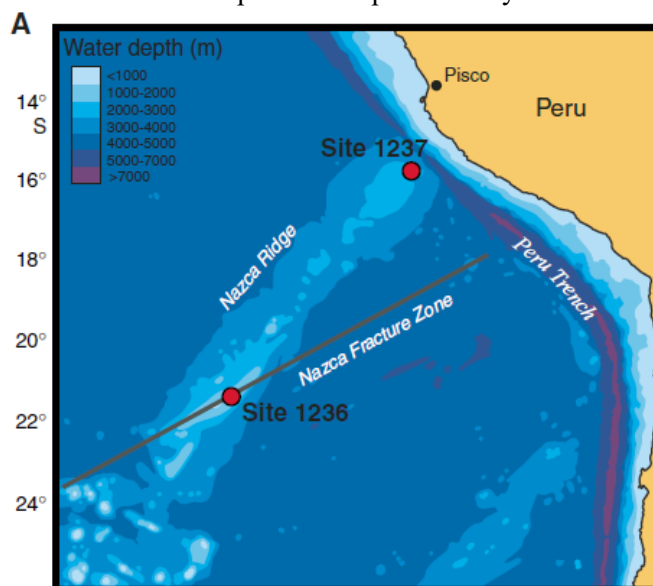


Рис. 1. 203. Расположение скв. 1236.

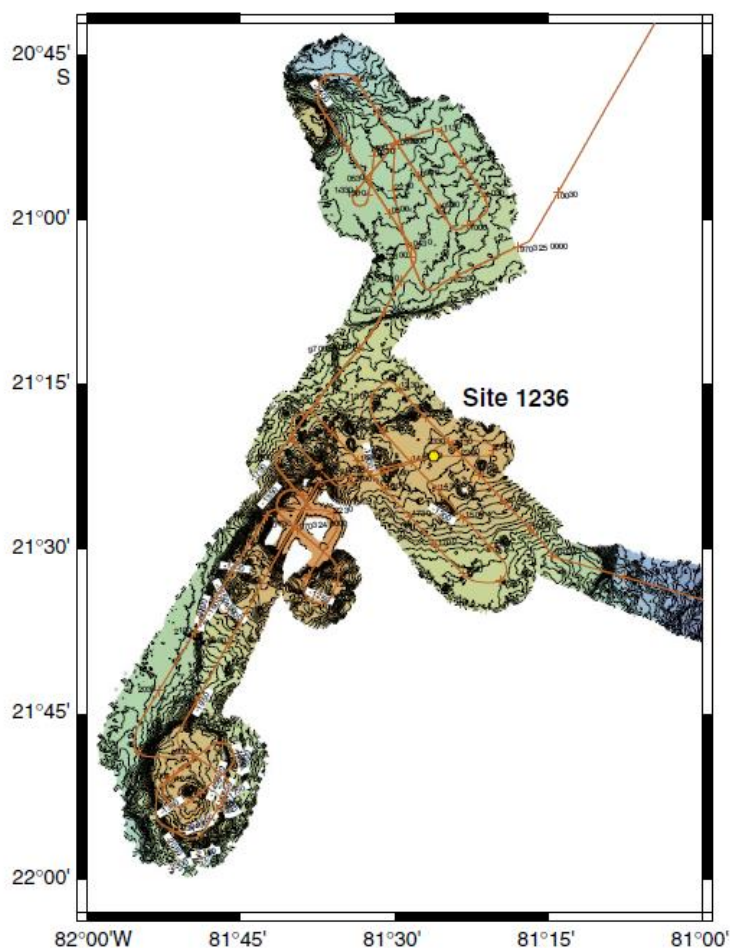


Рис. 1. 204. Батиметрия района заложения скв. 1236.

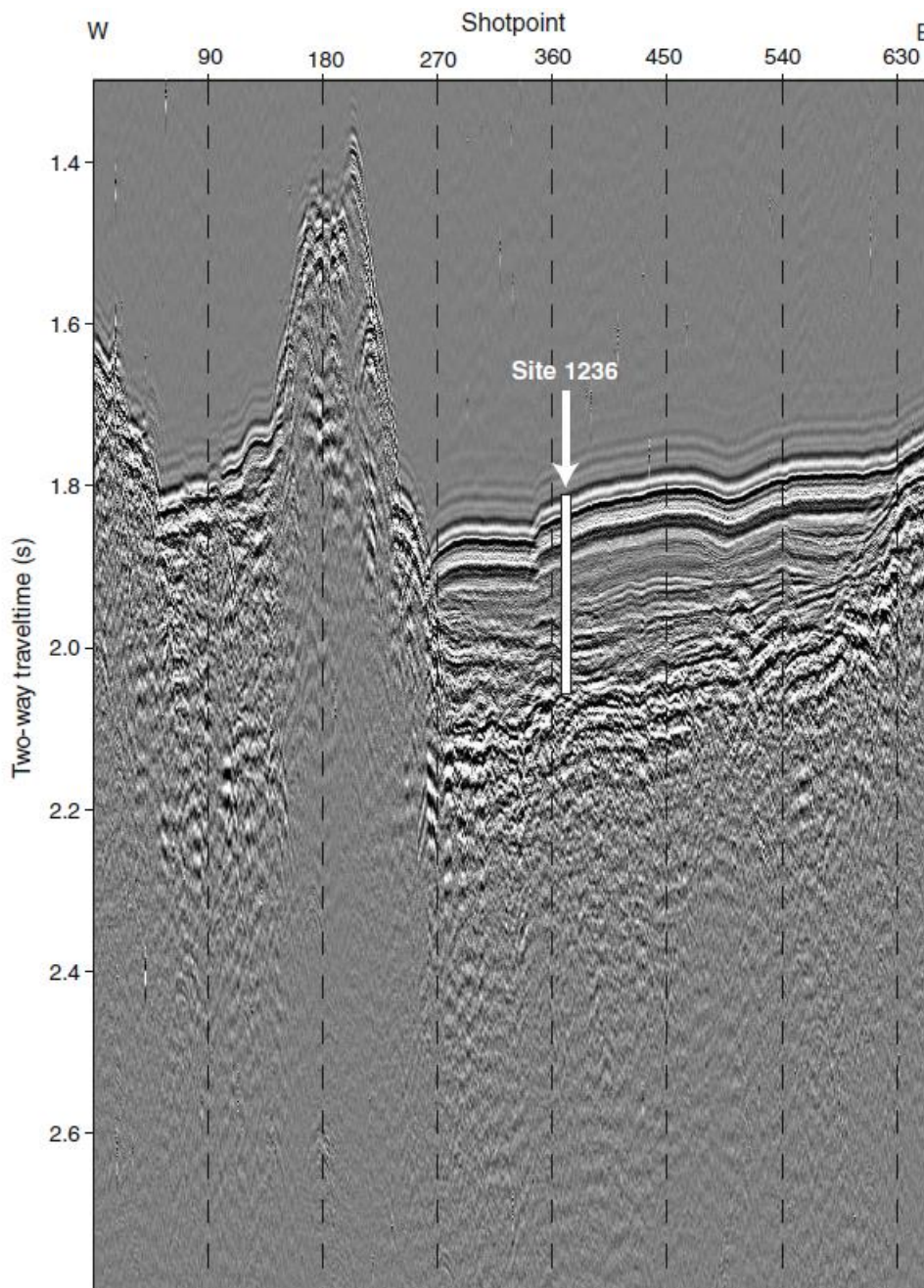


Рис. 1. 205. Сейсмический профиль района заложения скв. 1236.

В разрезе скв. 1236 выделены четыре литологические пачки.

Пачка 1 содержит нанофоссильные илы с фораминиферами; частично присутствуют глины. Пачка 2 представлена нанофоссильными илами и не литифицированными аргиллитами с фораминиферами и многочисленными не пелагическими известковистыми отложениями, с интервалами не литифицированных ракушняков. В пачке 3 преобладают грубозернистые известковистые отложения с глауконитом. Пачка 4 – включает пестроцветный мел с глауконитом. Ожелезненные осадки с вулканическим стеклом залегают непосредственно на основании, представленном базальтовой брекчией.

Пачка 1 – (интервал 0-119,5 м) – плейстоцен-плиоцен - ранний миоцен – палево-коричневый и белый нанофоссильный ил с фораминиферами и глиной, и отдельными прослоями не литифицированных ракушняков и прослоями вулканического пепла. Нижняя часть пачки 1 – характеризуется большим разнообразием содержания фораминифер, в среднем 1-15%. Два изолированных слоя 65 и 99 м не пелагических карбонатных зерен (пелоиды – продукты течений) определены как нелитифицированные ракушняки. Дополнительно отмечены прослои вулканических пеплов 82 и 84 м с резкой нижней и диффузной верхней границами.

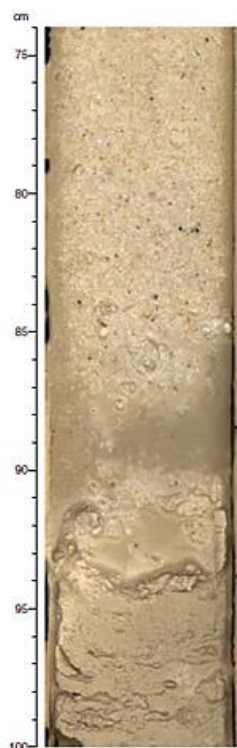


Рис. 1. 206. Наиболее верхний не пелагический слой пачки 1.

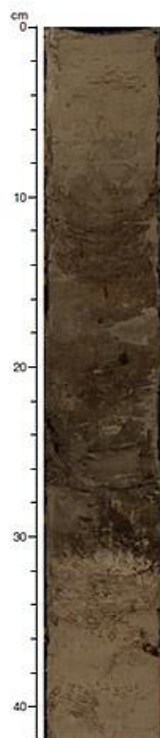


Рис. 1. 207. Прослой вулканического пепла в пачке 1. Отметить резкую нижнюю границу прослоя и диффузную верхнюю.

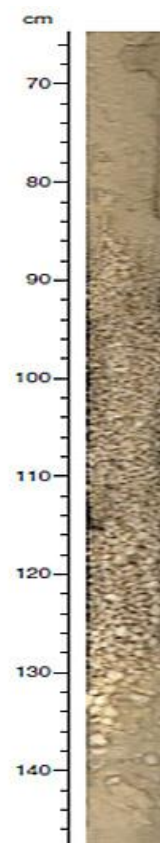


Рис. 1. 208. Не литифицированный ракушняк пачки 2.

Пачка 2 – (интервал 119,5-181,0 м) – миоцен-поздний олигоцен – характеризуется двумя литологическими разновидностями - пелагическими и не пелагическими известковистыми осадками. Пелагические - нанофосильные илы и не литифицированные аргиллиты с фораминиферами. Не пелагические, не литифицированные ракушняки бентические фораминиферы, бризоза, красные водоросли с примесью вулканического стекла. Мощность таких осадков варьирует от дециметра до метра. Такие интервалы составляют до 60% разреза пачки 2. Не скелетные зерна преимущественно пелоиды; скелетные – биокласты, перекристаллизованные бентические фораминиферы, фрагменты бризоза и красных водорослей.

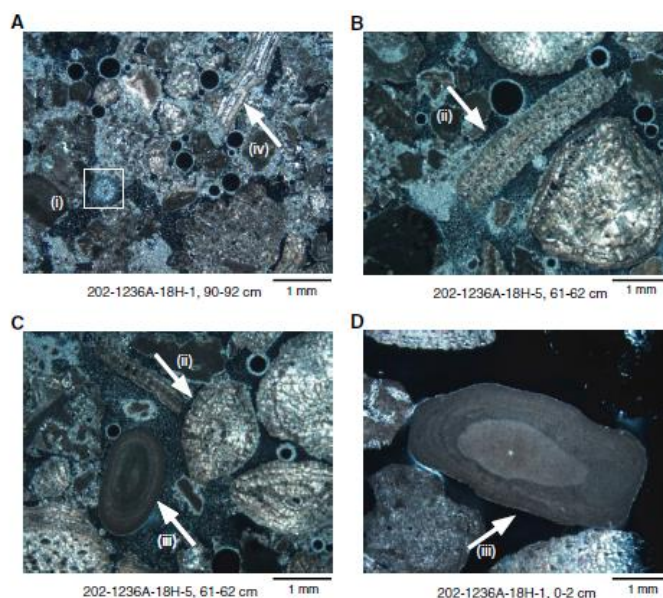


Рис. 1. 209. Шлиф ракушняка пачки 2.

Пачка 3 – (интервал 181-207,7 м) – поздний олигоцен – не пелагические, не литифицированные ракушняка, цвет которых палево-коричневый и интенсивность его увеличивается вниз по разрезу. Отсутствуют нанофоссилии, но присутствуют бентические фораминиферы, фрагменты бриозоа, остатки и инкрустированные красные водоросли. Прослой, обогащенные палагонитизированным вулканическим стеклом, присутствуют в основании разреза пачки 3.

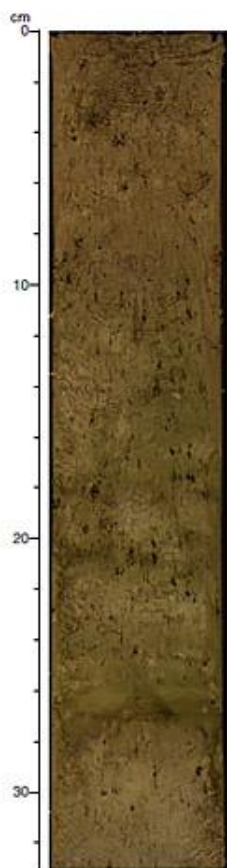


Рис. 1. 210. Хорошо отсортированный не литифицированный ракушняк с аутигенным глауконитом пачки 3.

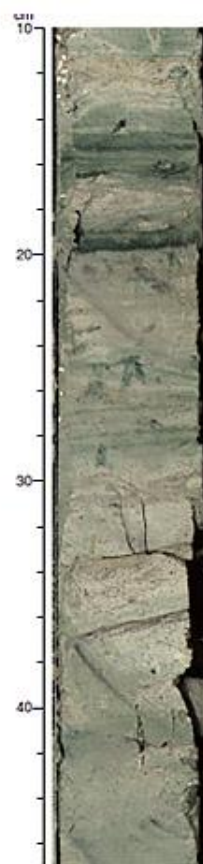


Рис. 1. 211. Глауконит, содержащий мел с сантиметровой и дециметровой полосчатостью пачки 4.

Пачка 4 – (интервал 207,7-222,3 м) – поздний олигоцен – осадки, непосредственно налегающие на базальты – отвердевший мел с многочисленными нанофоссилиями, небольшим количеством фораминифер с примесью вулканокластических компонентов и аутигенного глауконита. Осадок, непосредственно налегающий на базальт – красно-коричневый, содержит много оксидов железа и переработанные фрагменты базальтов – 10% вулканического стекла.

После начальной пелагической фазы в истории осадконакопления скв 1236 происходило воздымание вулканических островов, которые были окружены карбонатной платформой, снабжающей неритовым материалом. Зернистые карбонаты скв. 1236 формировались гравитационными течениями (gravity currents) от карбонатной платформы. В позднем олигоцене скорость седиментации была максимальной во время эрозии вулканических островов. Пелагические известковистые илы пачки 1 представляют условия похожие на современные. Считается, что присутствие вулканического материала в осадках связано с субмаринным и субаэральным базальтовым вулканизмом. Вулканическое стекла пачки 4 связано с переработкой базальтового основания.

Скв. 1237. Расположена в 140 км от побережья Перу на сравнительно плоском уступе наиболее восточного фланга хребта Наска на глубине 3212 м. В 19 км западнее скв. 1237 резкий уступ – возможно активный разлом.

Общая мощность отложений в районе скв. 1237 составляет 200-300 м на основании сейсмических данных. Отложения в скв. 1237 разделены на две пачки, которые подразделяются на субпачки.

Пачка 1 – обогащена терригенным материалом и кремнистыми микрофоссилиями. Пачка 2 сложена нанофоссильным илом. Прослой вулканического пепла присутствуют в отложениях пачек 1 и 2.

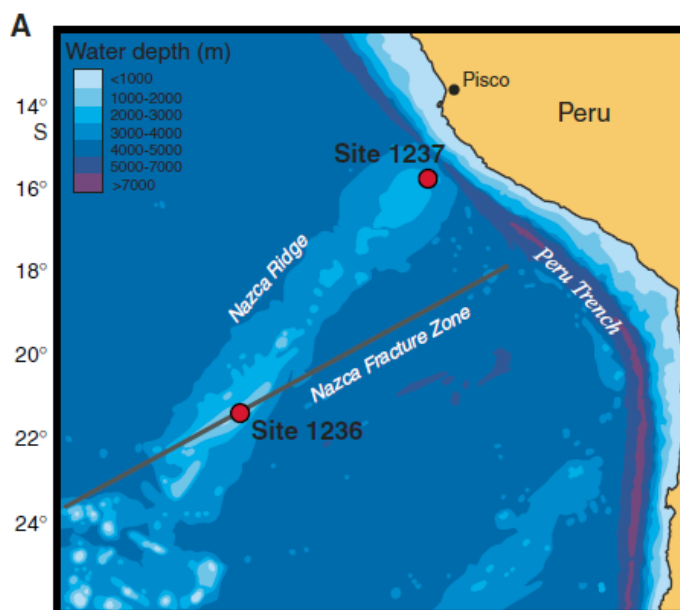


Рис. 1. 212. Расположение скв. 1237.

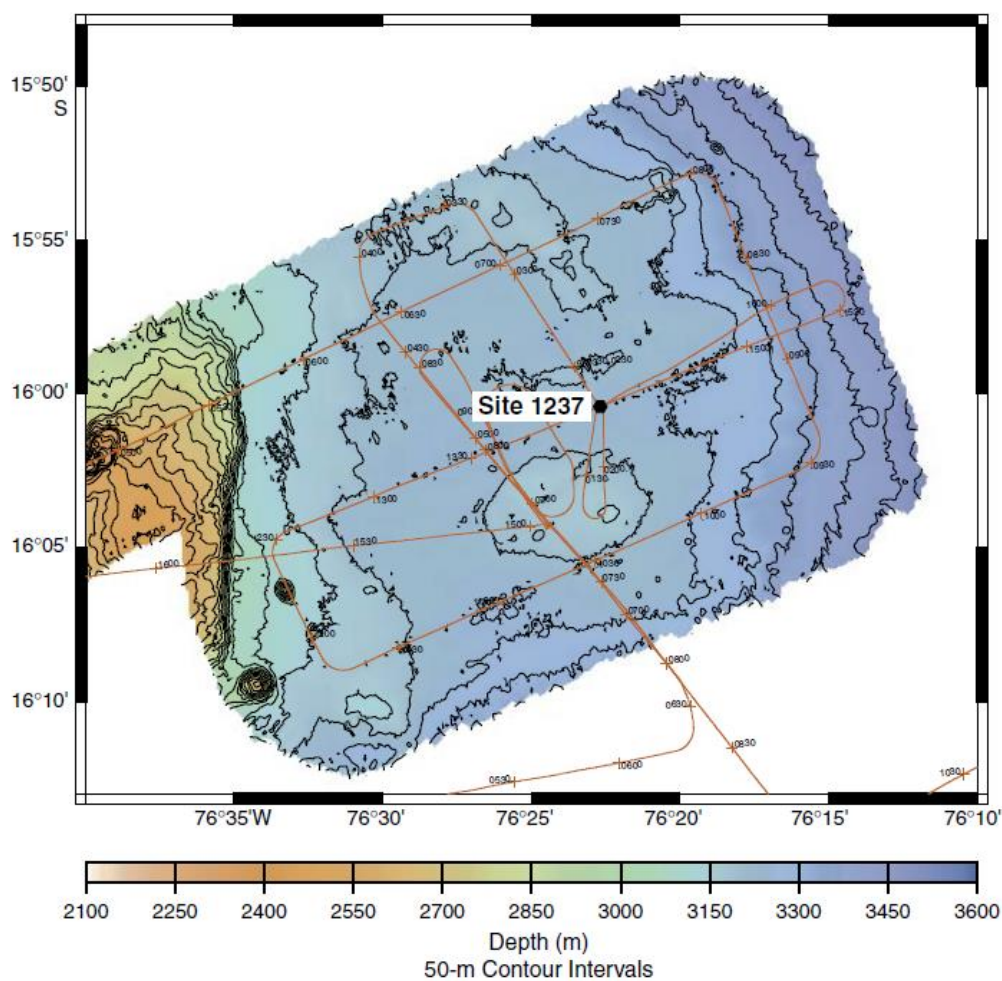


Рис. 1. 213. Батиметрия района заложения скв. 1237.

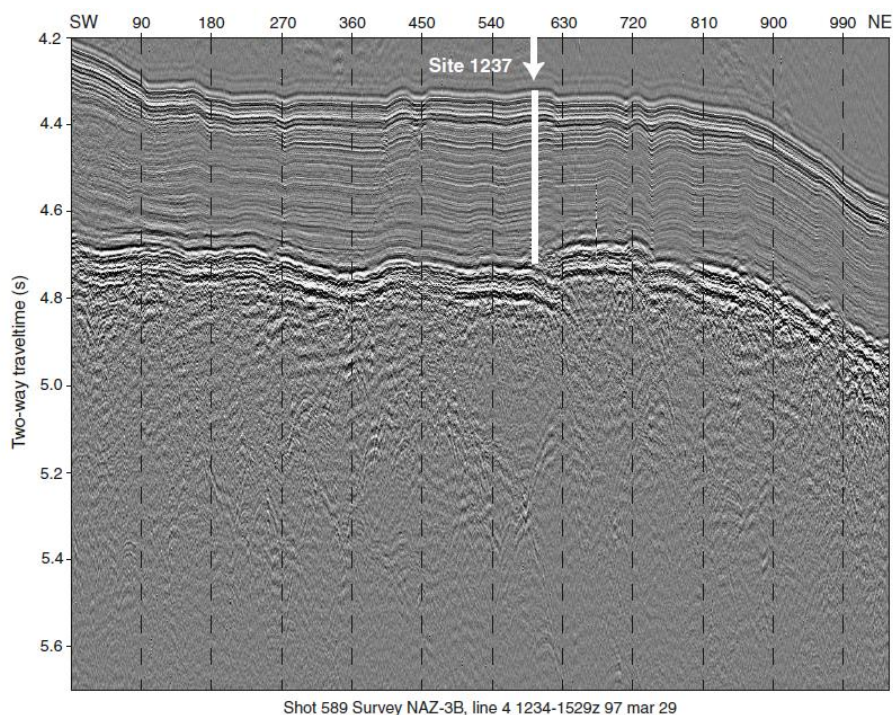


Рис. 1. 214. Сейсмический профиль района заложения скв. 1237.

Пачка 1 – (интервал 0-40 м) – ранний плиоцен-плейстоцен – диатомовые известковистые или кремнистые глины и глинистые илы с прослоями вулканического пепла. Слоистость с резкими нижними и диффузными верхними контактами. Вниз по разрезу осадки становятся светлее, появляются розовые цвета. Присутствует 18 прослоев пепла мощностью от 2 до 14 см с резкими базальными и диффузными верхними контактами.

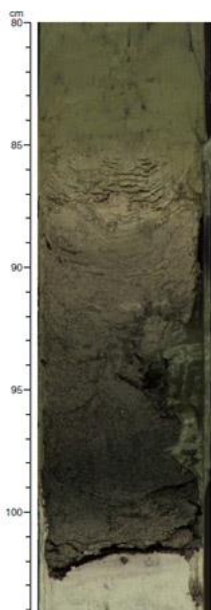


Рис. 1. 215. Прослой пепла в пачке 1.



Рис. 1. 216. Пурпурные и зеленые полосы в пачке 1.

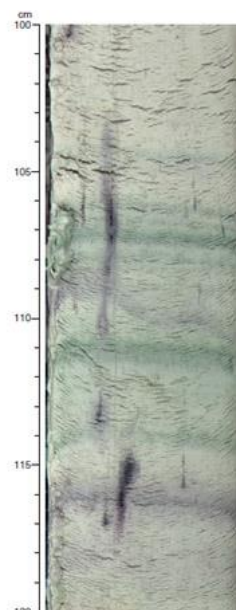


Рис. 1. 217. Зеленые и пурпурные полосы в пачке 2. Небольшие темные пятна – скопления сульфидов.

Пачка 2- (99-79м) – ранний плиоцен - поздний миоцен – белые нанофоссильные илы с полосчатостью зеленой и пурпурной. Увеличивается количество микрита и прослоев пепла мощностью от 1 до 20 см с резким базальным контактом. Ближе к основанию цвет пород меняется на палево-коричневый.

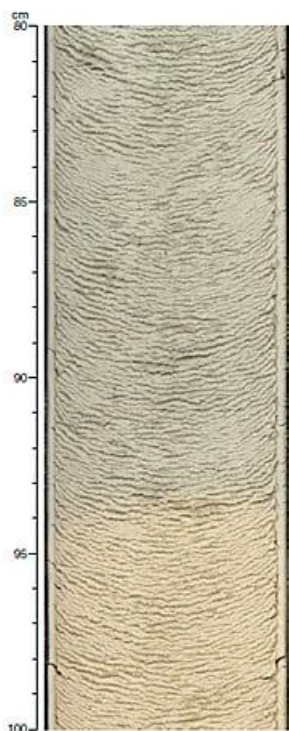


Рис. 1. 218. Резкое изменение цвета илов в основании пачки 2.

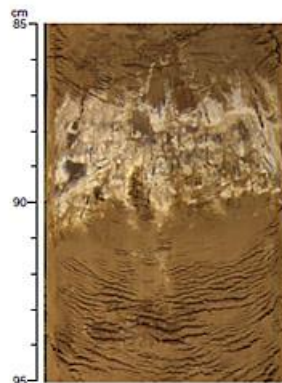


Рис. 1. 219. Твердая земля (firmground) в пачке 2. Светло окрашенный участок – частично литифицированный и обогащенный микритом.

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль, 2011. Koppers, A. A. P., Yamazaki, T., and Geldmacher, J., 2010. Louisville Seamount Trail: implications for geodynamic mantle flow models and the geochemical evolution of primary hotspots. IODP Sci. Prosp., 330. // doi:10.2204/iodp.sp.330.2010

Цепь подводных гор Луисвилль протяженностью около 4300 км, имеет возраст 80 млн. лет и по ряду особенностей сходна с цепью подводных гор Императорского – Гавайского хребтов. Лавы представлены преимущественно щелочными базальтами в основном щитовой стадии, контрастирующей с массивными толщами щитовой стадии Гавайских вулканов.

Вулканическое основание в цепи подводных гор Луисвилль вскрыто в верхней части пяти гайотов в четырех скважинах.

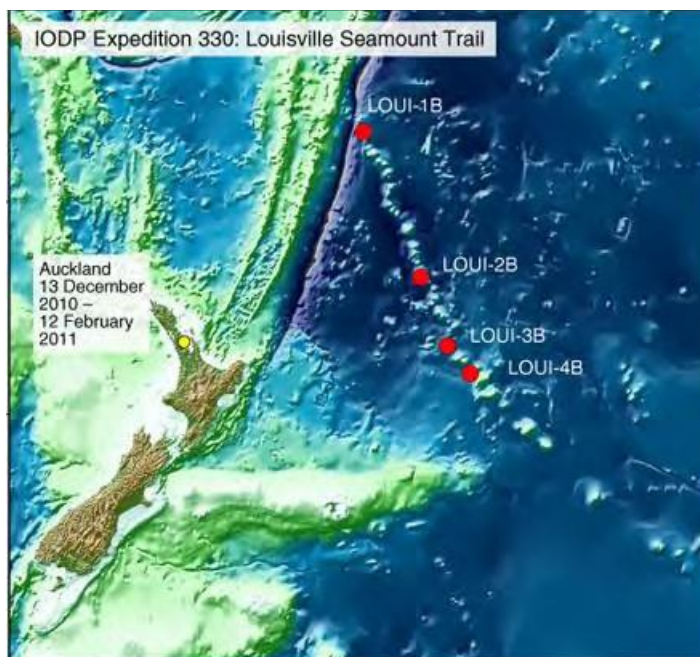


Рис. 1. 220. Карта рейса 330 программы IODP.

В двух случаях скважины пробурены на крупных симаунтах вблизи их флангов и еще в трех случаях бурение проведено в центре не крупных построек. В ряде скважин верхняя часть керна представлена илами мощностью от 6,6 до 13,5 м; в других скважинах (U1373, U1376) пелагические илы отсутствуют и керн сначала представлен валунным («твердым») комплексом осадков. Во всех скважинах основная масса осадочного покрова представлена последовательностью вулканических песчаников, различных типов базальтовых брекчий или базальтовых конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками базальтов, тефрой, включая автобрекчированные потоки или пепериты. Пробурено также несколько интервалов известняков с присутствием прослоя рифовых водорослевых известняков мощностью 15 м. в скв. U1276 на гайоте Бартон. Кроме того, несколько плотных пелагических известковых пачек были вскрыты бурением на других симаунтах, но там их мощность не превышала 30 см. В некоторых скважинах хребта Луисвилль разрезы показывали переход от субаэральных условий в верхних частях вулканического основания в субмаринные условия извержений; или же бурение вулканического основания сразу же вскрывало субмаринную вулканическую последовательность (скв. U1376, U1377 на гайотах Бартон и Гардар).

Скв. U1372. Глубина – 1957,6 м; проходка – 232,9 м; керн – 139,7 м.

Гайот Канопус – один из древнейших симаунтов Луисвилля с возрастом кампан – 75-77 млн. лет. Эта вулканическая постройка состоит из двух вулканических центров и имеет длину 55 и ширину 15 км. Скв. U 1372 размещена на плоской вершине северного вулканического центра на глубине 1957,6 м. Пробурено ≈ 15 м мягких пелагических осадков; далее 32 м базальтовой брекчии и грубообломочного конгломерата и 187 м – в изверженном основании.

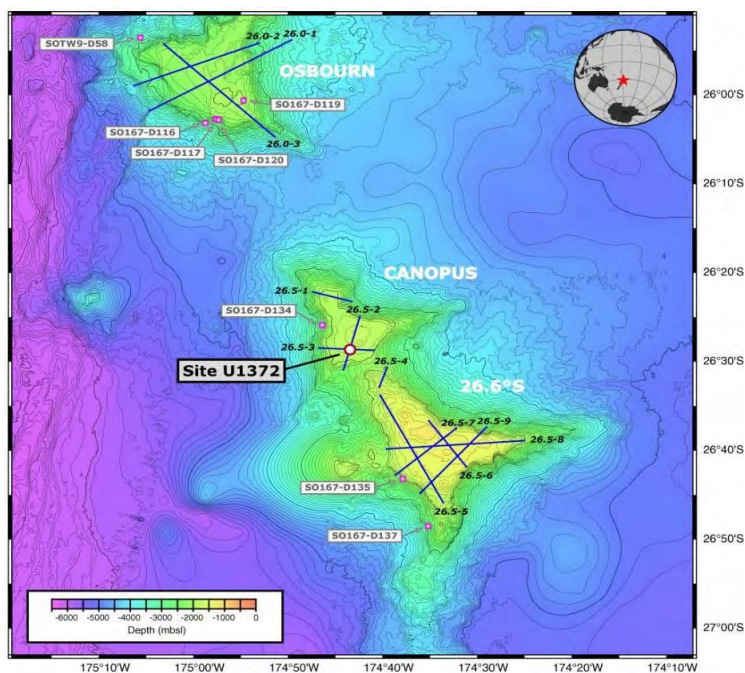


Рис. 1. 221. Детальная батиметрическая карта скв. U1372 на гайотах Канопус и Осборн. Места драгирования предыдущих рейсов показаны квадратами. Голубым – показана трасса мультиканального сейсмического профиля.

Вскрытая бурением последовательность вулканических и осадочных пород, покрывающая верхнюю часть конструктивной фазы симаунта скв. U1372 – короткая субаэральная фаза, сменяющаяся последующим проседанием ниже уровня моря. Снизу-вверх эта последовательность начинается гиалокластитами, свидетельствующими о субмаринном эксплозивном вулканизме щелочно-базальтового состава. Со временем вулканизм сменяется мелководно-морским и субаэральным, свидетельством чего являются окисленные красно-коричневые верхние части лавовых потоков, в большинстве лавовых потоков вверху вулканического основания.

Эрозионное несогласие обнаружено в верхней части вулканической постройки и выражено горизонтом базальтовых конгломератов, предположительно сформированных в прибрежной части вулканического острова, воздымавшегося в мелу над водной поверхностью. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (поздний кампан – ранний маастрихт).

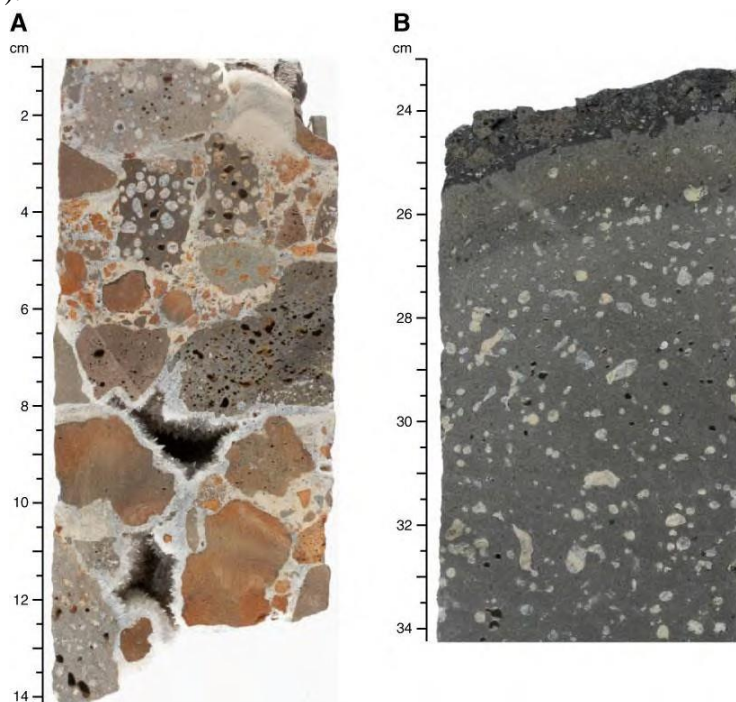


Рис. 1. 222. Фото представительных образцов скв. U1372. А – мультицветная базальтовая брекчия (330-U1372 – 4R-2, 1-14 см.; В – контакт обломка базальта и лавы (330-U1372 – 28 R-1, 24-34см.)

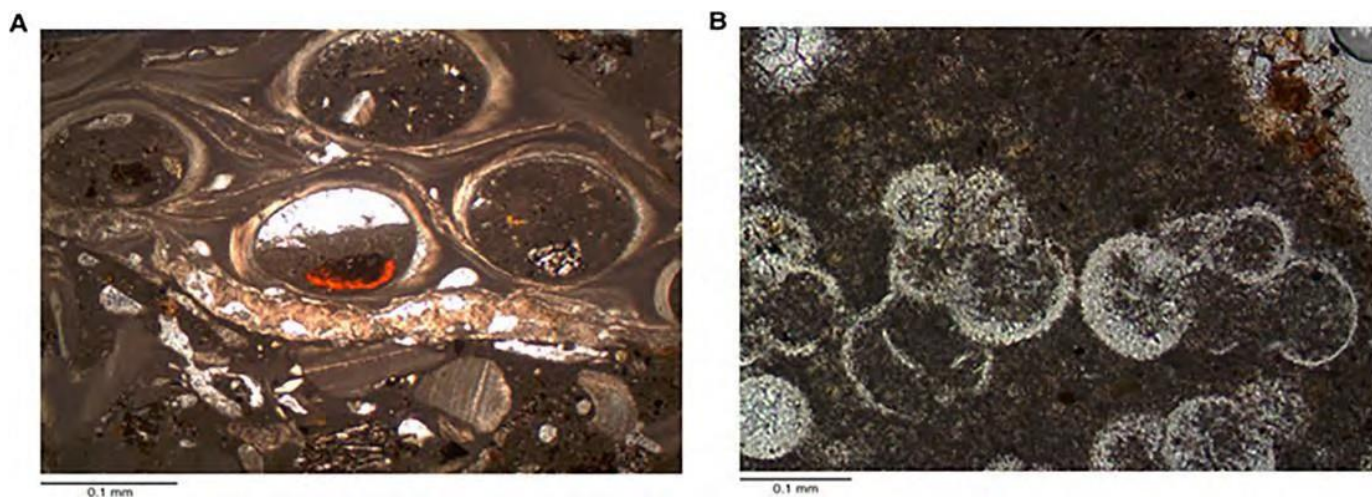


Рис. 1. 223. Микрофоссилии в шлифе. А – аннелиды; В – планктонные фораминиферы (хедбергеллиды).

Эти брекчии формировались в неритовых или гемипелагических условиях, и перекрываются, в свою очередь, с несогласием раннеплиоценовыми и голоценовыми фораминиферовыми илами, отлагавшимися в глубоководных пелагических условиях. Ниже осадочной последовательности пачек 1, 2 вскрыто 187 м вулканических пород, в которых отделена верхняя часть (83 м) лавовых потоков и нижняя (104 м), в основном, вулканических пород. Потоки верхней части разреза имеют пеперитовые верхние – части – свидетельство взаимодействия лав и карбонатной «грязи», в то время как верхние части нижних (28.7 м) потоков имеют шлаковое строение. Окисленные верхние части лавовых потоков свидетельствуют об их субаэральном или очень мелководно-морском извержении.

В разрезе скважины выделены две пачки:

Пачка 1 – (интервал 0-13,5 м) – песчаные фораминиферовые илы со средним количеством фрагментов пемзы и вулканического стекла.

Пачка 2 – (интервал 13,5-45,58 м) - базальтовая брекчия и конгломерат с интервалами фораминиферовых известняков с обломками базальтов и железомарганцевыми инкрустациями.

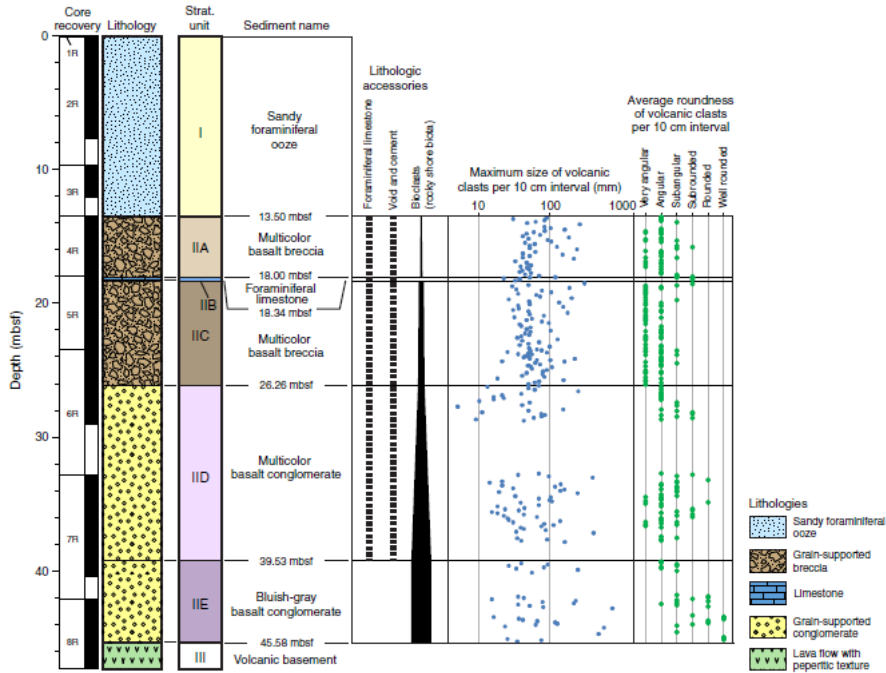


Рис. 1. 224. Стратиграфия пачек 1 и 2 с отдельными литологическими параметрами. Условные обозначения. Литология. Сверху вниз: песчаный фораминиферовый ил; зернистые брекчии; известняки; зернистые конгломераты; лавовые потоки с пеперитовыми текстурами.

Скв 1372А. Пачка 1 – голоцен - средний миоцен – светло-коричневые и коричневые фораминиферовые песчаные илы с обломками пемзы, миндалекаменного вулканического стекла и обломками минералов. Хорошо округлые обломки пемзы и стекла колонизируются аннелидами. Нижняя часть разреза пачки 1 представлена светло-коричневым пемзовым гравием с крупными зернами вулканического стекла.

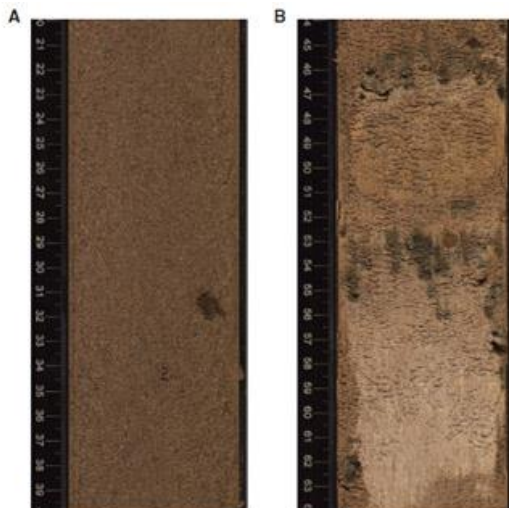


Рис. 1. 225. Представительная фотография осадочной литологии в разрезе пачки 1. **А.** Песчаный фораминиферовый ил с плохо консолированными агломератами черного вулканического стекла. **В.** Подобный песчаный фораминиферовый ил с частично сохранившимися слоями белого песчаного фораминифероого ила, перекрываемого плохо консолированным прослоем вулканического песка.



Рис. 1. 226. Фото вулканического стекла с округлыми краями и трубками аннелид пачка 1.

Пачка 2 – ранний палеоцен – поздний мел – (6,05 м) сложена консолидированной раннепалеоценовой базальтовой брекчией и конгломератами. Отдельные прослои фораминиферовых известняков с железомарганцевыми инкрустациями. Обломки представлены различно измененными базальтами размером до булыжника и мелкими мелководными биокластами.

Субпачка 2а – ранний палеоцен – (4,5 м мощности) – плохо отсортированные пестро окрашенные базальтовые брекчии с цементом, сложенным вулканическим песчаником и фораминиферовым известняком.

Субпачка 2в – (0,34 м) – ранний маастрихт - поздний кампан – железомарганцевые инкрустации базальтовых булыжников в верхней части и лавовых потоков в нижней части разреза субпачки. Субпачка сложена фораминиферовыми известняками с раковинами иноцерамид и базальтовых обломков.

Субпачка 2с – (7,92 м) – до позднего кампана – литология подобна пачке 2а пестроцветные базальтовые брекчии с обломочным базальтовым и известняковым цементом.

Субпачка 2d – (13,27 м) – до позднего кампана – верхняя граница – первое появление плохо отсортированных конгломератов с интерстиционным цементом; нижняя – появление коричневых микритов с оранжевыми и красными зернами базальтов, с увеличением, вниз по разрезу, мелководных биокластов – аннелиды, известковые красные водоросли, устрицы, бриоза и эхинодермы.

Субпачка 2е (6,05 м мощность) – до позднего кампана, плохо отсортированные базальтовые конгломераты с биокластами: красные водоросли, двустворки, эхинодермы, планктонные фораминиферы. Размер обломков базальтов до булыжников.

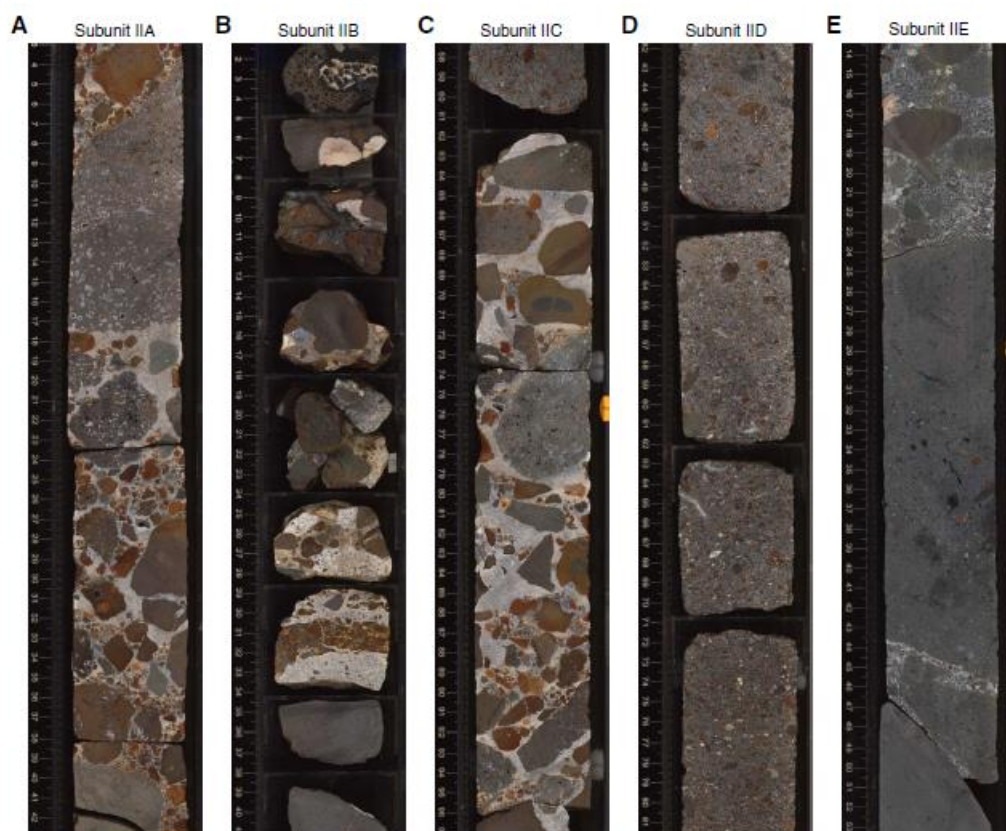


Рис. 1. 227. Фото представительных образцов разреза пачки 2. **А.** Пестроцветная базальтовая брекчия субпачки 2а. **В.** Фораминиферовый известняк с фрагментами раковин иноцерамид и обломками базальтов субпачки 2в. В верхней части железомарганцевые инкрустации на известняках и базальтах, предполагающие длинный период без седиментации. **С.** Пестроцветная базальтовая брекчия субпачки 2с. **Д.** Мелкозернистый базальтовый конгломерат субпачки 2 d. Базальтовые зерна отсортированы. **Е.** Голубовато-серые базальтовые конгломераты с биокластами субпачки 2е.

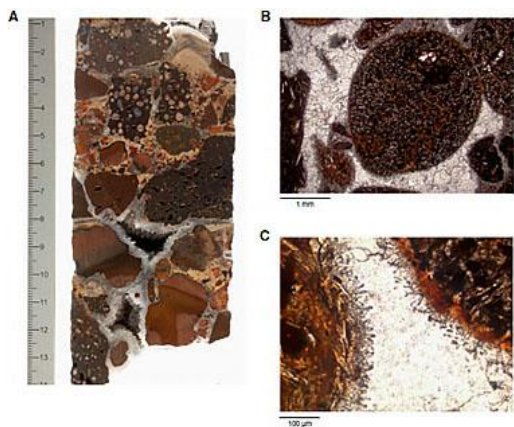


Рис. 1. 228. Фотографии и шлифы морской цементации пород пачки 2. **А.** Формирование жеод ниже крупного базальтового зерна - субпачка 2а. **В. С.** Две генерации цемента.

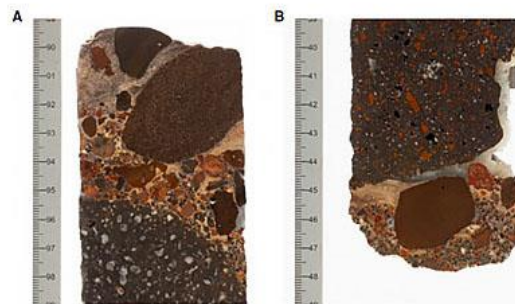


Рис. 1. 229. Фото структур заполнения – пачка 2 а. **Нормальная** сортировка на верху крупного базальтового обломка. **В.** геопетальная структура в основании крупного базальтового обломка, показывающая заполнение гемипелагической и вулканокластической седиментацией после отложения крупного базальтового обломка.

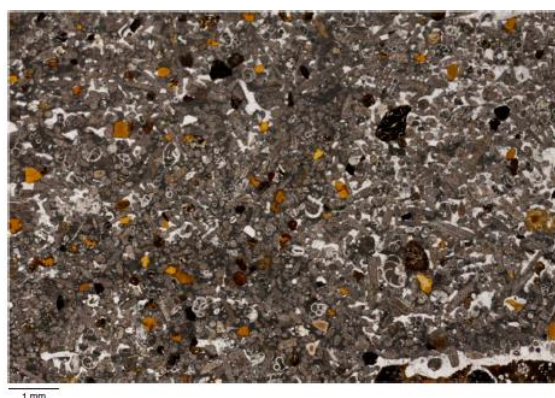


Рис. 1. 230. Шлиф фораминиферового известняка – часть седиментационной матрицы субпачки 2в. Зерна представлены многочисленными фрагментами раковин иноцерамид, бентических и планктонными фораминиферами, обломками измененных базальтов и стекла.

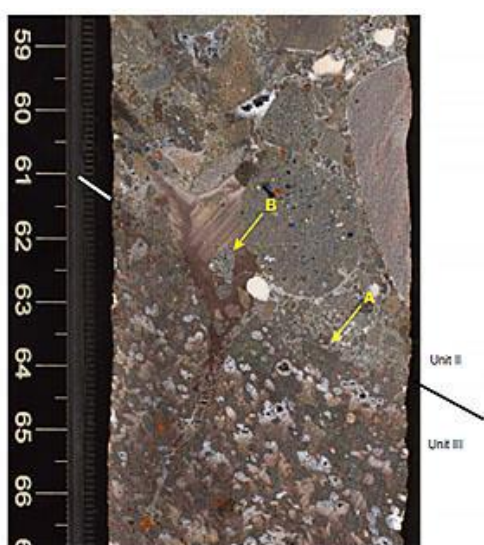


Рис. 1. 231. Сканированная фотография керна, показывающая контакт между изверженными породами пачки 3 и конгломератами пачки 2. Диагональная линия показывает положение контакта.

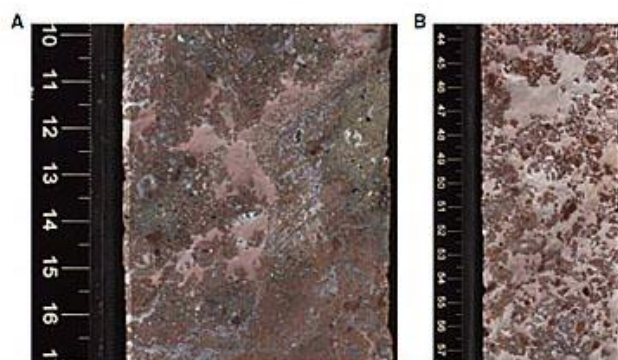


Рис. 1. 232. Сканированная фотография керна пеперита (**А**) пачки 3 и пачки 4 (**В**). Базальтовая лава темно-красная и красно-коричневая смешана с карбонатным цементом – розовое и белое – на обоих снимках.



Рис. 1. 233. Сканированное фото керна – тонкая полоса карбонатного осадка (оранжевый) между потоками лавы – темно-красно-коричневый в пачке 6.

Осадки в вулканических образованиях (пачка 3 и ниже) небольшие интервалы пеперитов в гиалокластитах. Изверженные породы были вскрыты в интервале 183,7 м, и разделены на 81 пачку, их мощность изменяется от нескольких см до 16,7 м.

Все изверженные породы скв. U1372A подверглись в различной степени вторичным изменениям низкотемпературному взаимодействию вода – порода и выветриванию. Степень изменений – от слабо окисленных до полностью измененных пород. Цвет измененных пород прямо связан с их окислением в процессе изменения: красный цвет указывает на окислительные условия – субаэральные или мелководно – субмаринные. В разрезе скважины ниже 90 м до 232 м цвет измененных пород становится зеленоватым, указывая на восстановительные условия изменений.

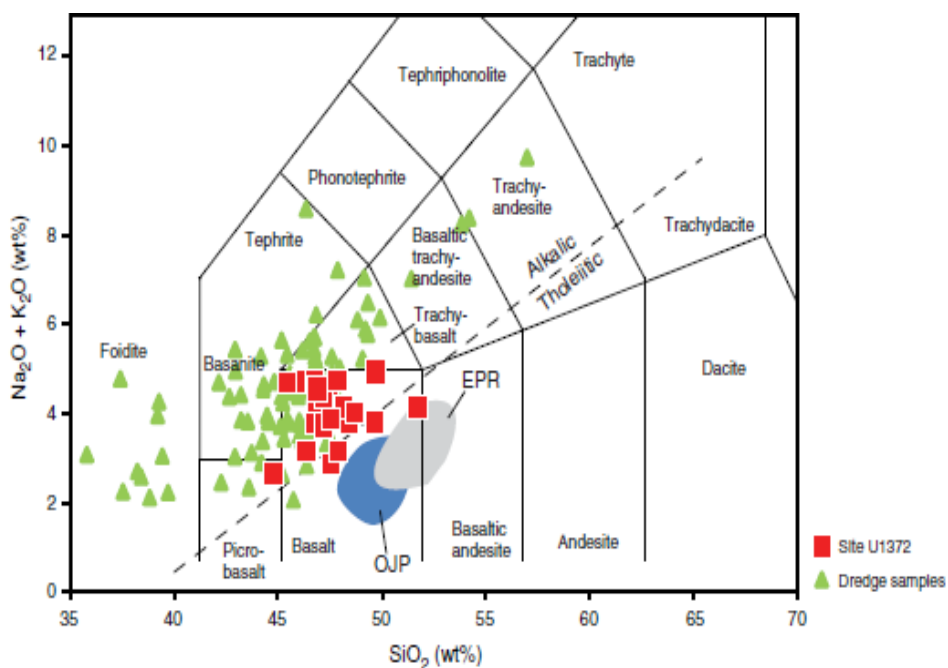


Рис. 1. 234. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372.

Скв. 1373. Глубина – 1447,0 м; проходка – 65,7 м; керн – 47,22 м. **Скв. 1374.** Глубина – 1559,0 м; проходка – 522,0 м; керн – 458,16 м. Гайот Ригил – один из древнейших симаунтов хребта Луисвилль с возрастом 73 млн. лет; на несколько млн лет моложе, чем гайоты Канопус и Осборн, и состоит из кластера двух гайотов и одной небольшой горы южнее.

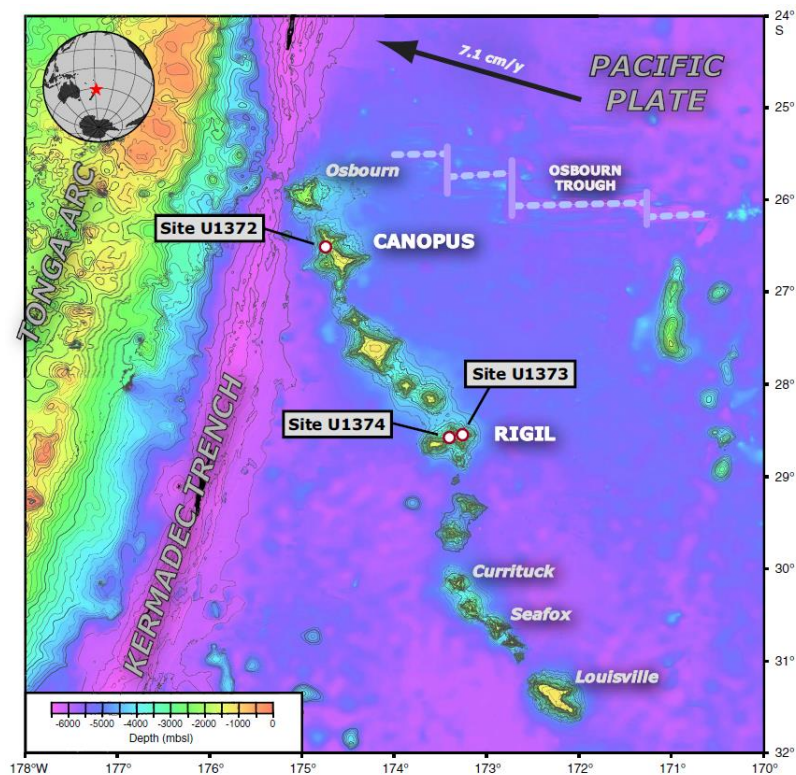


Рис. 1. 235. Расположение скв. 1373 и 1374.

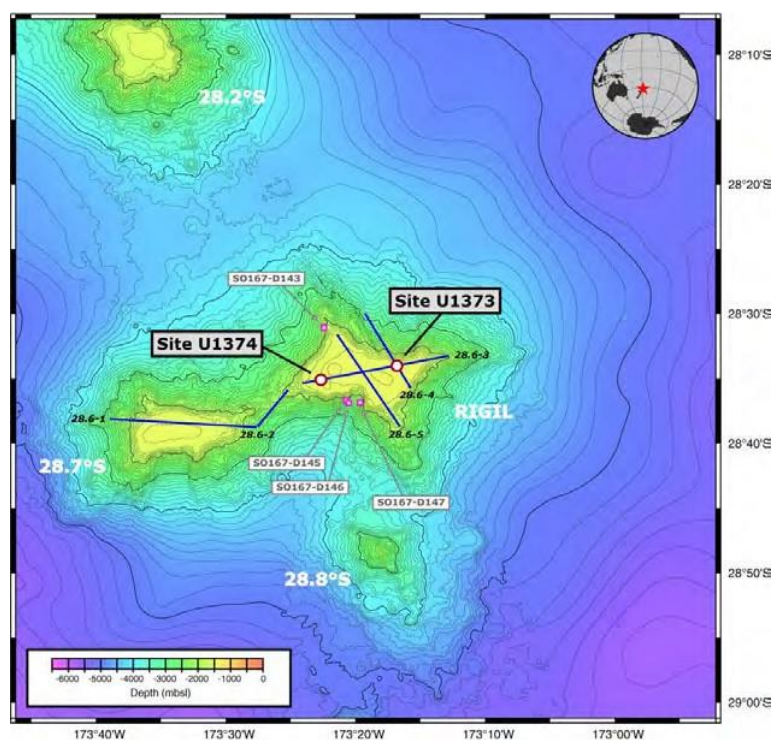


Рис. 1. 236. Батиметрические карты скв. U1373 и скв. U1374 гайота Ригил и трех соседних гайотов. Места драгирования в предыдущих рейсах показаны квадратами. Голубая линия – мультисканальное сейсмическое профилирование.

Гайот Ригил вулканический центр длиной 40 и шириной 36 км имеет два небольших постэрозионных уступа в западной части вершины. Пробурены две скважины U1373 близко к северной шельфовой окраине на глубине 1447 м и U1374 в западной рифтовой зоне на глубине 1559 м. В скв. U1373 не вскрыты «мягкие» осадки. Вскрыто 34 м консолидированных осадков и вулканических лавовых потоков ниже осадков и далее 32 м изверженного основания. Эта последовательность вулканических и осадочных пород скв. U1373 представляет собой часть субаэральной фазы жизненного цикла гайота Ригил, характеризующаяся вулканизмом и эрозией в мелководно -морских или береговых условиях.

В противоположность скв. U 1372 и U1374, отсутствие вулканокластических отложений, содержащих субмаринные вулканокластиты, свидетельствует о том, что лавовые потоки скв. U 1373 формировались в течение субаэрального периода «островной» фазы становления гайота Ригил. Снизу вверх разрез начинается с массивных лавовых потоков (22 м), за которыми следуют более тонкие потоки лавы, имеющие пеперитовые или брекчиевые поверхности. Очень маломощные осадочные слои перекрывают изверженное основание. Таким образом, седиментация была прервана извержением автобрекчированных лавовых потоков.

Конгломераты, брекчии и лавовые потоки – свидетельства «катастрофического» образования в позднюю стадию вулканизма. В скв. U1373, в отличие от скв. U1372 (гайот Канопус) и скв. U1374 на западном фланге гайота Ригил, не сохранилось свидетельств его погружения. Отсутствуют мягкие пелагические осадки за исключением небольших образцов песчаной и гравийной размерности с остатками современных нанофоссилий и фауны. Это означает, что пелагические осадки, сформированные позднее мела, были удалены с плоской вершины поднятия сильными подводными океаническими течениями.

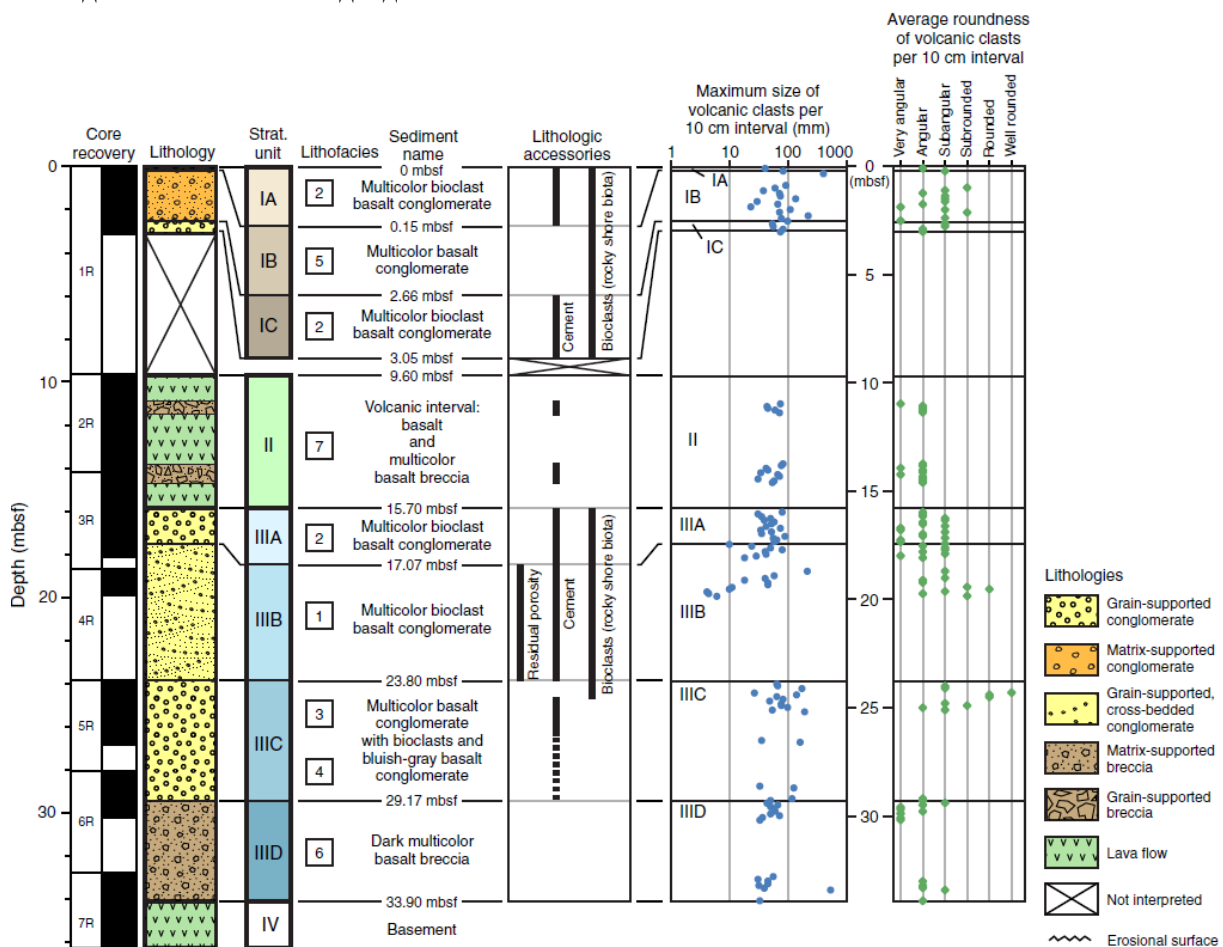


Рис. 1. 237. Стратиграфическая колонка скв. 1373. Условные обозначения – сверху-вниз: зернистые конгломераты; матричные конгломераты; зернистые косослоистые конгломераты; матричные брекчии; зернистые брекчии; лавовые потоки; не интерпретированы; эрозионные поверхности.

В разрезе скв. 1373 выделены три пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-3,5 м) – поздний мел или моложе – пестроцветные биокластические базальтовые

конгломераты с биокластами вскрыты от океанского дна до вулканического интервала потоков базальтовых лав пачки 2. Пачка 1 разделена на три субпачки на основании различия осадочных структур, количества микритов и биокластов, присутствия эрозионных контактов между базальтовыми конгломератами и биокластическими базальтовыми конгломератами. Обломки базальтов – и размер варьирует от галек до булыжников.

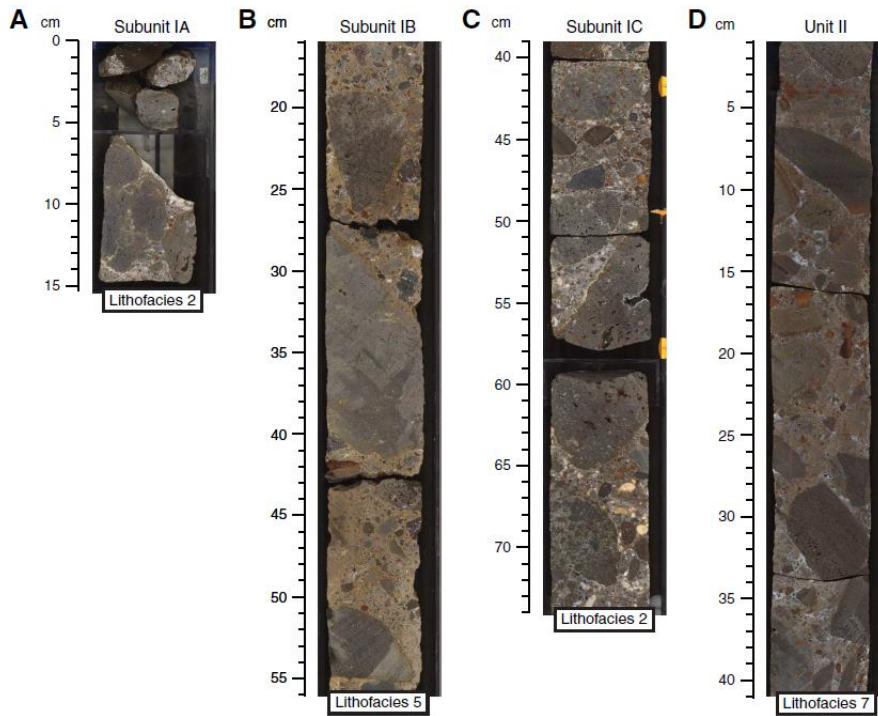


Рис. 1. 238. Представительные фото литологических разновидностей и литофаций скв. 1373. **А.** Пестроцветные биокластические базальтовые конгломераты субпачки 1а, интерпретируемые как сформированные в мелководно морских условиях. **В.** Пестроцветный биокластический базальтовый конгломерат с несколькими биокластами. Коричневатый матрикс отражает содержание глины. **С.** Тот же конгломерат субпачки 1с, интерпретируемый как субприливной и внутрприливной. **Д.** Цементируемая пестроцветная базальтовая брекчия пачки 2, чередующаяся с лавовыми потоками и интерпретируемая, как отложения обломочного потока в мелководных морских условиях.

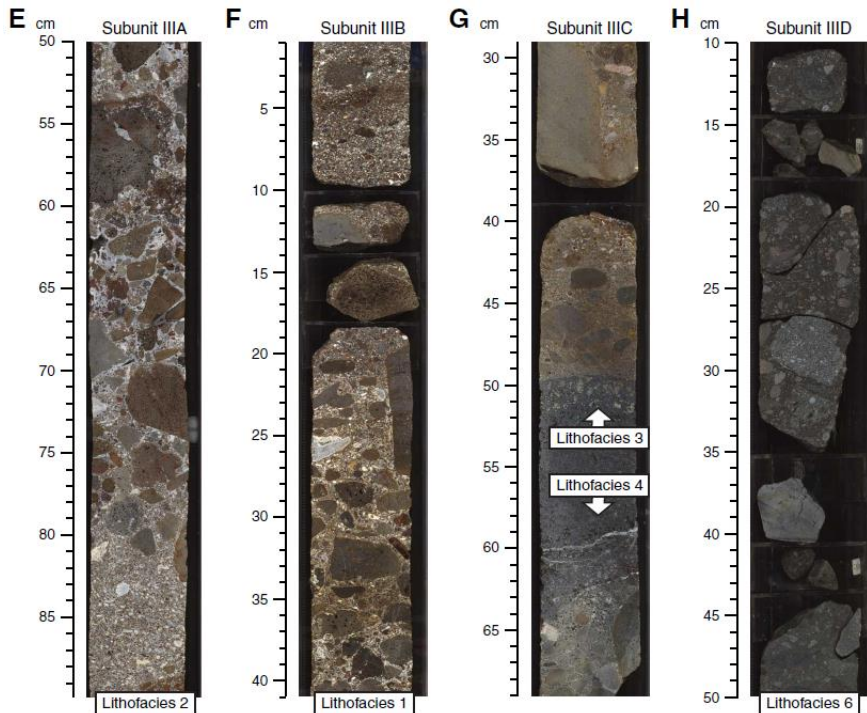


Рис. 1. 239. Продолжение предыдущего рис. **Е.** пестроцветный базальтовый конгломерат субпачки 3а, отлагавшийся в субприливных мелководно морских условиях. **Ф.** Тот же конгломерат пачки 3в, отлагавшийся в условиях пляжа. Отметить различную слоистость и присутствие крупных биокласт. **Г.** Тот же конгломерат с биокластами в субпачек 3с и голубовато-серый базальтовый конгломерат, образованные во внутрприливных условиях. **Н.** Темная пестроцветная базальтовая брекчия, интерпретируемая как обломочный поток или лахар.

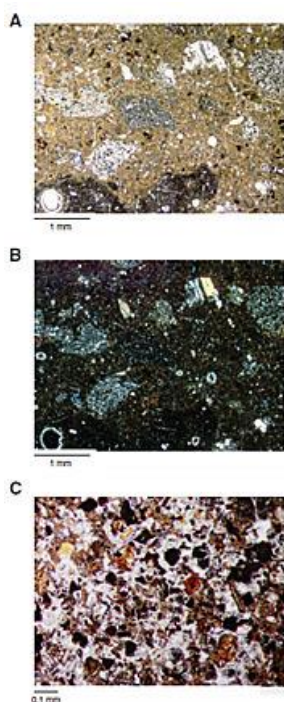


Рис. 1. 240. Шлиф матрицы пестроокрашенной базальтовой брекчии и мелкозернистого осадка субпачки 3 d и подстилающей вулканической последовательности А. В. А – проходящий свет, В – николи скрещены. Матрикс сложен измененным стеклом и интерпретируется как отложения лахара. С. Вулканический песчаник – мелкие фрагменты измененного в кальцитовом цементе. Интерпретируется как отложения лахара с лавовым потоком вулканического стекла.



Рис. 1. 241. Сканированная фотография керна пеперита в верхней части лавового потока. Базальтовые обломки (красновато серые) смешаны с мелкозернистым осадком (зеленоватый).

Пачка 2 – (интервал 09,60-15,70 м) – в основном вулканический интервал, сложенный тремя потоками базальтовых лав с разделяемых двумя прослоями пестроцветных вулканических брекчий с биокластами.

Пачка 3 – (интервал 15,70-33,90 м) – осадочный интервал, сложенный пестроцветными базальтовыми конгломератами и пестроцветными базальтовыми брекчиями с биокластами.

Изучение микрофоссилий из консолидированных пород пачек I-III, не позволяет использовать их для определения возраста.

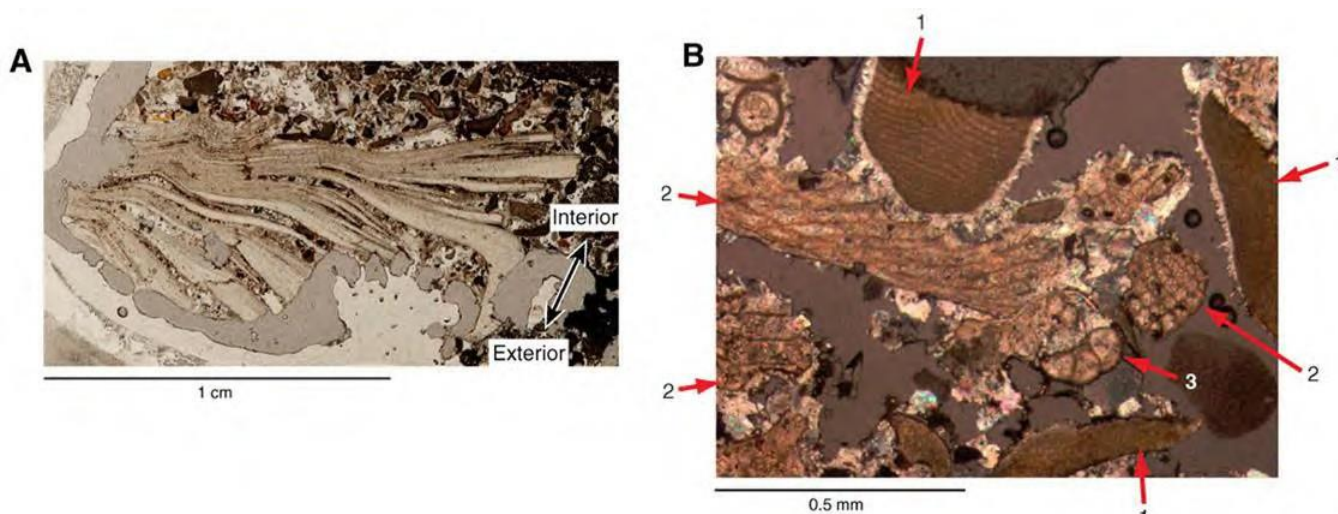


Рис. 1. 242. Фото микрофоссилий скв. U1373A.

Тем не менее, макрофоссилии *Flamingostrea* sp., обнаруженные в пачке 3, позволяют датировать ее предварительно в возрастном интервале от позднейшего мела до миоцена.

Верхи вулканического основания пачки 4 представлены субэральными потоками лав оливин – титанавгитовых базальтов.

Пачка 5 представлена афировыми базальтами, также извергавшихся в субэральных условиях.

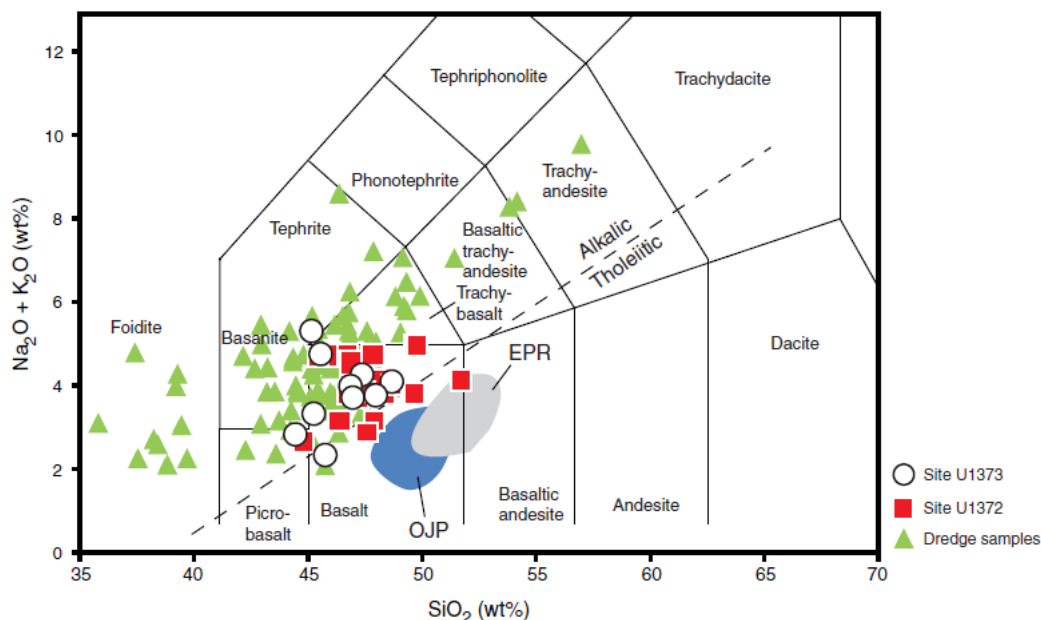


Рис. 1. 243. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372 и 1373.

Скв. U1374 пробурена на гайоте Ригил, в пределах западной рифтовой зоны гайота в 10. 3 км западнее скв. U1373 и западнее двух небольших, возможно, постэрозионных ступеней на западной части вершины на глубине 1559. 0 м. Пройдено 6. 6 м песчанистого фораминиферового ила, затем 10. 1 м осадочного покрова, содержащего консолидированные вулканические песчаники, тонкий слой известняка и сероватые базальтовые конгломераты. Далее пробурено 505 м изверженного основания. Так же, как и в скв. U1373 в скв. U1374, верхние осадки и вулканические образования являются частью субэральная фазы жизненного цикла гайота Ригил, характеризующегося вулканизмом, сильной эрозией и седиментацией в мелководно-морских или береговых условиях.

Более глубокое проникновение скв. U1374 позволило более детально изучить субмаринную часть вулканического комплекса. Снизу – вверх в разрезе присутствуют вулканические брекчии (субмаринный вулканизм), сменяющиеся вверх по разрезу массивными потоками, чередующимися с мелкозернистыми вулканическими песчаниками и далее – вулканическими брекчиями. Нижние 186 м – серия интрузивных силлов и даек афировых базальтов.

Наибольшая верхняя часть симаунта (0-6,6 м) включает очень молодой осадочный покров (пачка 1) песчанистых фораминиферовых илов, отложившихся в пелагических условиях на плоской поверхности симаунта и сформированных во временном интервале плейстоцен-голоцен. Более древний осадочный покров с субгоризонтальной слоистостью (6,64-16,70 м) включает пять субпачек (сверху вниз).

Субпачка 2А (интервал 0-6,64 м) – мультицветный вулканический песчаник с ферромарганцево-фосфатными инкрустациями ≈6,64 м.

Субпачка 2В (интервал 6,64-13,59 м) – слоистый мономиктовый вулканический песчаник без фоссилий.

Субпачка 2С (интервал 13,59-15,05 м) – содержит биотурбированные вулканические песчаники

позднего маастрихта с многочисленными гастроподами, фрагментами раковин и редкими фрагментами аммонитов.

Субпачка 2D (интервал 15,05-15,31 м) – верхний кампан – биокластовые фораминиферовые известняки с ферро-марганцево-фосфатными инкрустациями и пустотами, заполненными вулканическими песчаниками позднего маастрихта (возможно из субпачки 2С).

Субпачка 2E (интервал 15,31-16,70 м) – верхний кампан – базальтовые конгломераты с мелководно-морскими биокластами - фрагменты раковин, известковые водоросли и бриозоа.

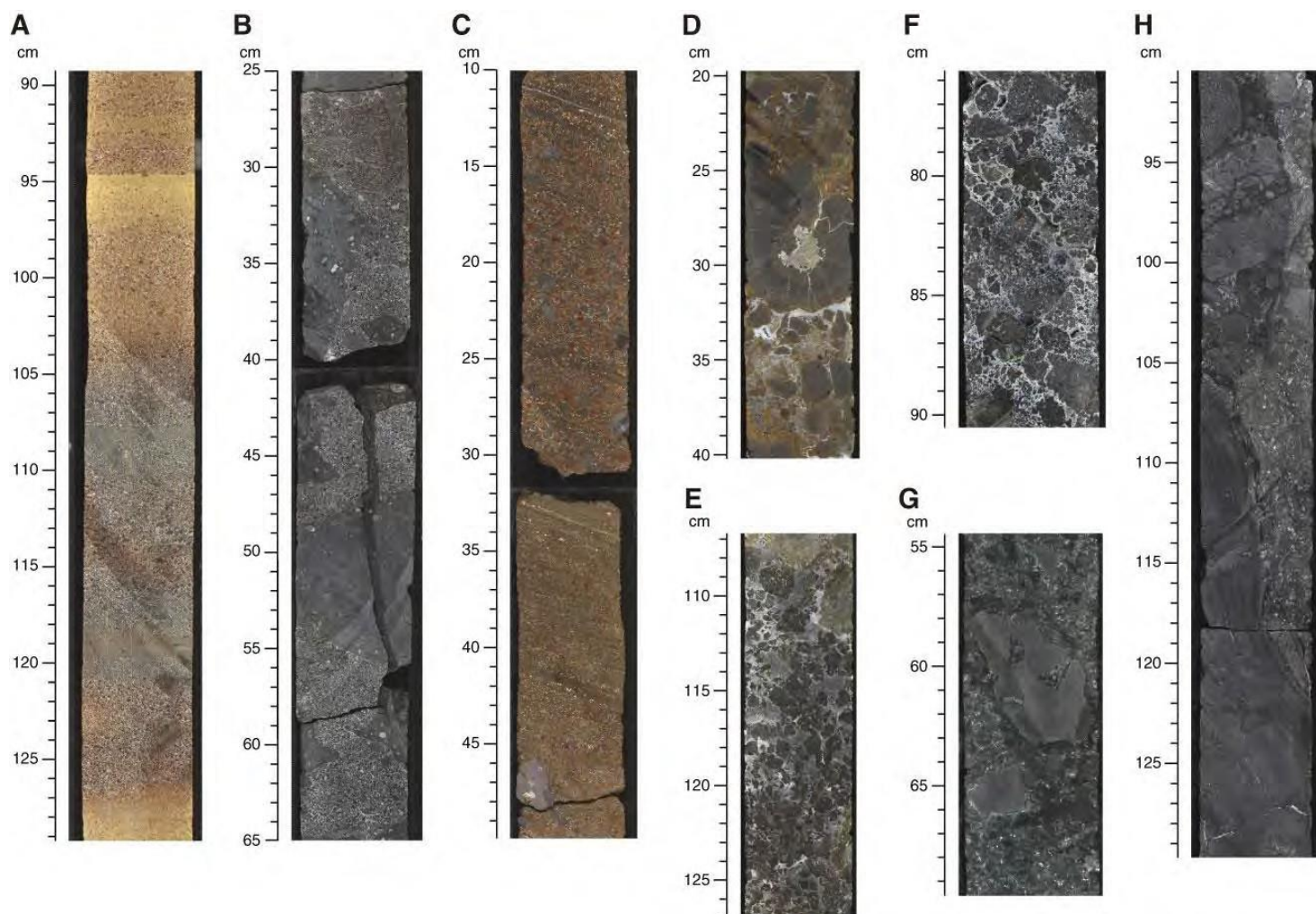


Рис. 1. 244. Литология скв. U1374. **А** – мультицветный вулканический песчаник субпачки 2А, интерпретируемый как воздушный продукт, отложившийся в субмаринных условиях с ограниченной постседиментационной обработкой; **В** – серый базальтовый конгломерат с биокластами субпачки 2Е, отложившийся во внутри приливных и около приливных условиях и представляющий первое седиментогенное событие после выравнивания вершины гайота Ригил; **С** – мультицветный вулканический песчаник субпачки 2В, интерпретируемый как образование мелководно-морского склона в гиперконцентрированном потоке; **Д,Е** – примеры пеперитов (магма-седиментогенных); **Ф** – плохо отсортированная брекчия, возможно результат гидровулканического извержения; **Г** - угловатые обломки афировых базальтов в гиалокластическом матриксе; **Н** – пример контакта дайки; пеперит в контакте с гиалокластитом.

Восемь литофаций выделены в осадочном покрове и осадочных интервалах вулканического основания, которые позволяют характеризовать условия, существовавшие в месте заложения скв. U1374. Вулканическое основание ниже 116,45 м интерпретируется как субмаринные отложения склона океанического острова. Наиболее низкие по его разрезу осадки, содержащие фоссилии – 291,27 м – коррелируются с условием обмеления острова, существовавшего на месте гайота Ригил. Интервал разреза более высокий. Он может быть интерпретирован условиями осадконакопления, варьирующими от мелководно-морских до субаэральных. Главная эрозивная поверхность присутствует в основании пачки 2 между вулканическим основанием и осадочным покровом и интерпретируется как результат эрозии и формирования плоской вершины гайота.

Эрозионная поверхность перекрывается мелководно-морскими базальтовыми конгломератами (16,7-15,31 м), и содержит интервал с железомарганцевыми корками (15,31-15,05). Возраст известняков пачки 2D – поздний кампан, интерпретируется как запись начального затопления (drowning) в маастрихте гайота Ригил. Вулканокластические осадки в верхней части известняков могут представлять запись постэрозионного вулканизма в наиболее позднем мелу, что подтверждает присутствие в этих отложениях фрагментов аммонитов. Следующий (недатированный) интервал (6,64 м) перекрывается плейстоценовым пелагическим илом. Это последнее несогласие представляет собой промежуток времени около 50 млн. лет и фиксируется перерывом в осадконакоплении – отсутствием осадков.

Верхняя часть разреза (скв. U1374 до 300 м) – доминирующе красная или коричневая, свидетельствует об окислительных условиях субаэральных и переходных к мелководно-морским условиям. Ниже 370 м в разрезе – базальты слабо и сильно измененные и преобладающе зеленых оттенков, указывающих на восстановительные условия, обусловленные более субмаринными условиями извержений. Серые и сравнительно неизменные базальты вскрыты в скв. U1374A.

Скв. U1375. Глубина – 1258 м; проходка – 11,5 м (U1375A), 8,5 м (1375B); керн – 1,5 м (U1375A), 0,57 м (1375B). Пробурена на гайоте Ачернар, сопоставимом с гайотами Ригил и Канопус и расположенного севернее последних.

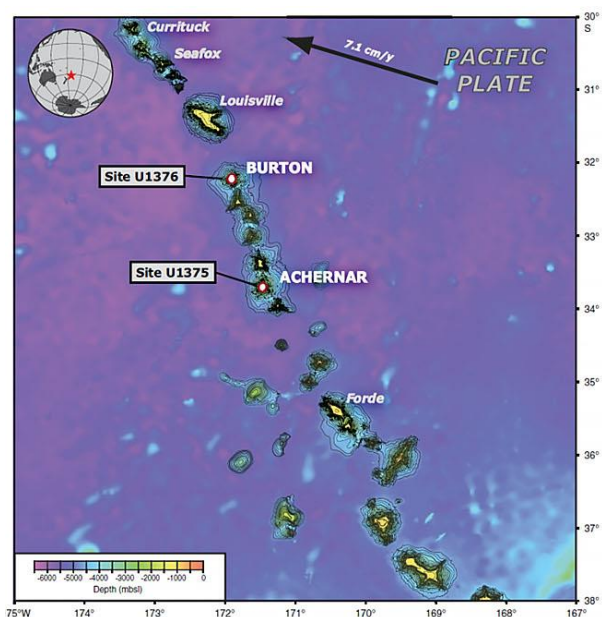


Рис. 1. 245. Батиметрия района заложения скв. 1375.

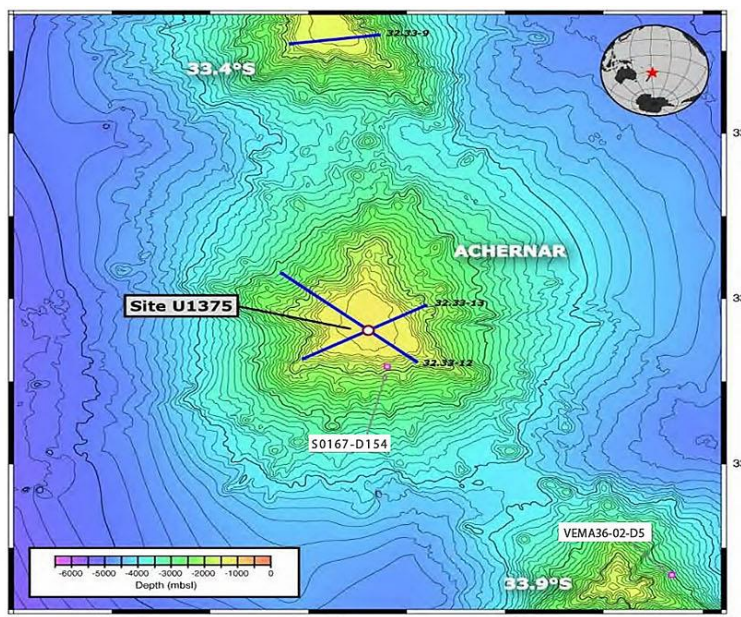
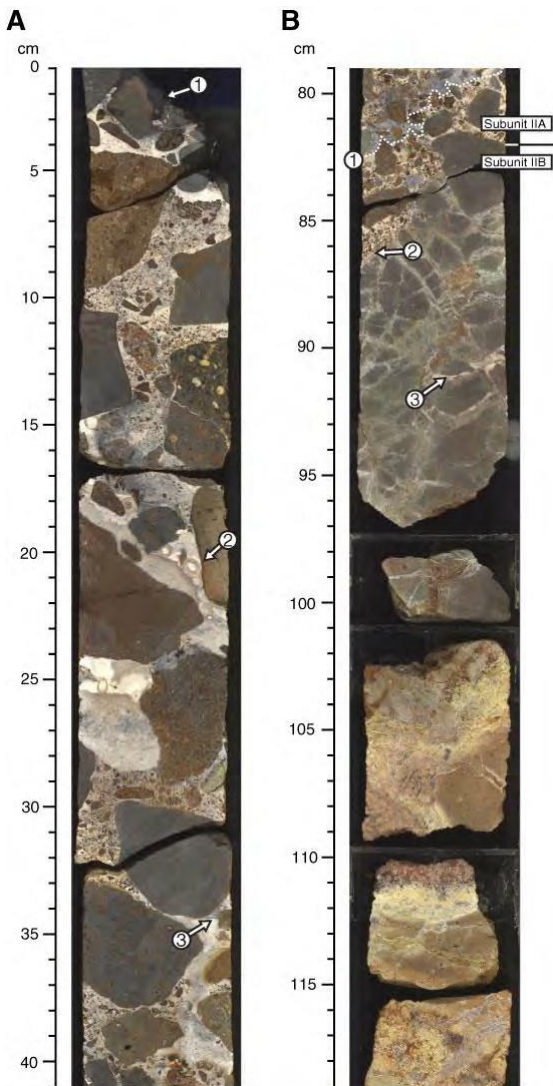


Рис. 1. 246. Батиметрическая карта района скв. 1375, гайота Ачернар. Места драгирования в ходе предыдущих рейсов показаны квадратами. Синие линии – многоканальное сейсмическое профилирование.

Гайот Ачернар сравнительно невелик – 29 км в длину и 27 км в ширину, и является частью семи небольших гайотов и симаунтов, в северной части которых находится гайот Бартон. Скв. U1375 (глубина 1259 м) нацелена на среднюю часть этой небольшой постройки на удалении от краевых ступеней и на удалении от флангов. Скв. U1375 прошла 10 м мягких осадков, ниже которых вскрыто 1. 5 м сцементированных карбонатом вулканических брекчий и 57 см долеритов в скв. U1375B. Известковистые нанофоссилии и планктонные



фораминиферы пачки 1 скв. U1375A – могут быть датированы возрастом поздний миоцен – голоцен. Породы нижележащие пачки II в скв. U1375A (8.5-10.11 м) включают (сверху вниз) ферромарганцево – фосфатные корки; ниже плохо отсортированные пестроцветные базальтовые конгломераты (8.5-9.34 м) и измененные монолитные плохо отсортированные базальтовые брекчии – нижний-средний палеоцен (9.34-11.1 м).

Скв. U1375A включает гемипелагический интервал (субпачка II A), отложившийся на отложение обломочного потока субпачки 2B. Известковистые нанофоссилии и планктонные фораминиферы показывают палеоценовый возраст брекчии субпачки 2B – Породы разреза (скв. U1375A, B) подверглись изменению – взаимодействию вода – порода или выветриванию.

Рис. 1. 247. Литология скв. U1375A. **А** – мультицветный базальтовый конгломерат субпачки II A, перекрытый железомарганцевой коркой; меж галечные и меж валунные пространства сложены фораминиферовым известняком, мелкозернистым вулканокластическим осадком. Интервал интерпретируется как гемипелагический. **В** – мультицветная базальтовая брекчия субпачки 2B, включающая эрозионную поверхность (1); базальтовую гальку (2) и осадок, заполняющий трещины (3). Субпачка интерпретируется как обломочный поток из осадочного покрова.

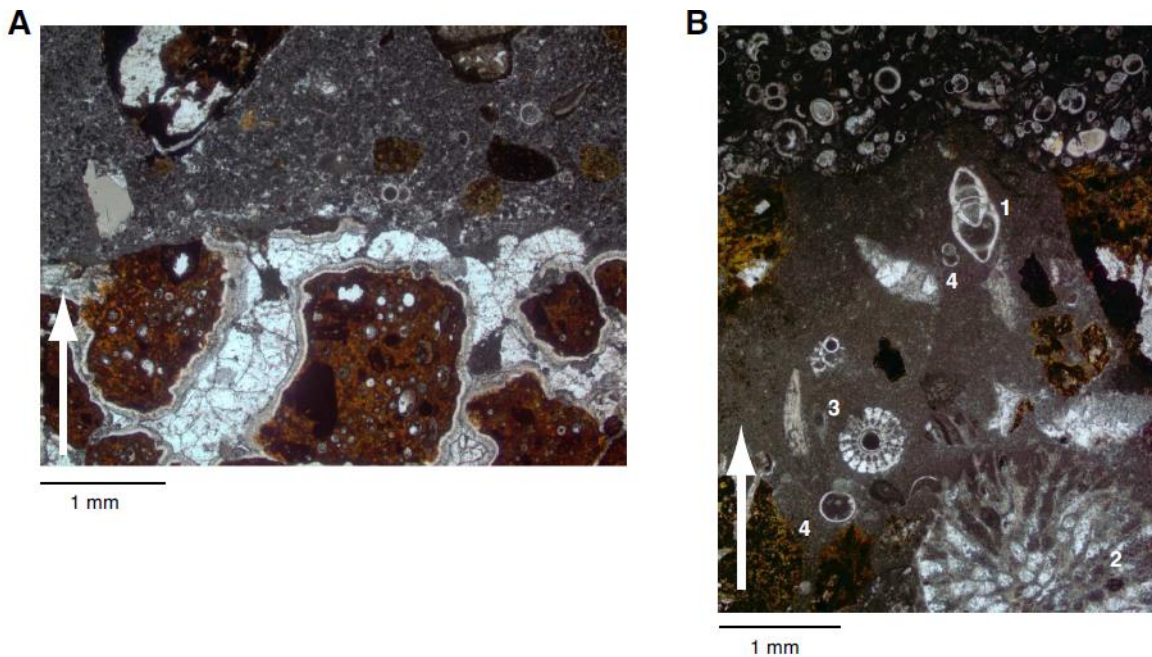


Рис. 1. 248. Шлифы микритовых известняков скв. 1375. **А**. -Микритовый известняк субпачки 2а, содержащий несколько планктонных фораминифер наверху перекрывающих вулканокластический песчаник, фрагменты - внизу. **В**. - Микритовый известняк субпачки 2а, содержащий -1- бентические фораминиферы, 2 - бриозоа, 3 - эхинодермы, 4 – планктонные фораминиферы - фрагменты.

Скв. U1376. Глубина – 1503 м; проходка – 182,8 м; керн – 136,17 м. Гайот Бартон.

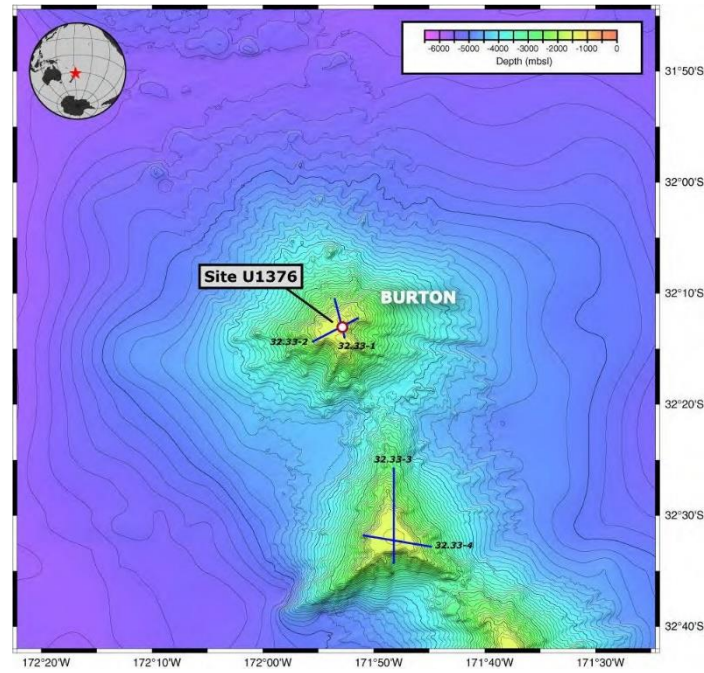


Рис. 1. 249. Батиметрическая карта скв. U1376, гайот Бартон. Синее – многоканальное сейсмическое профилирование.

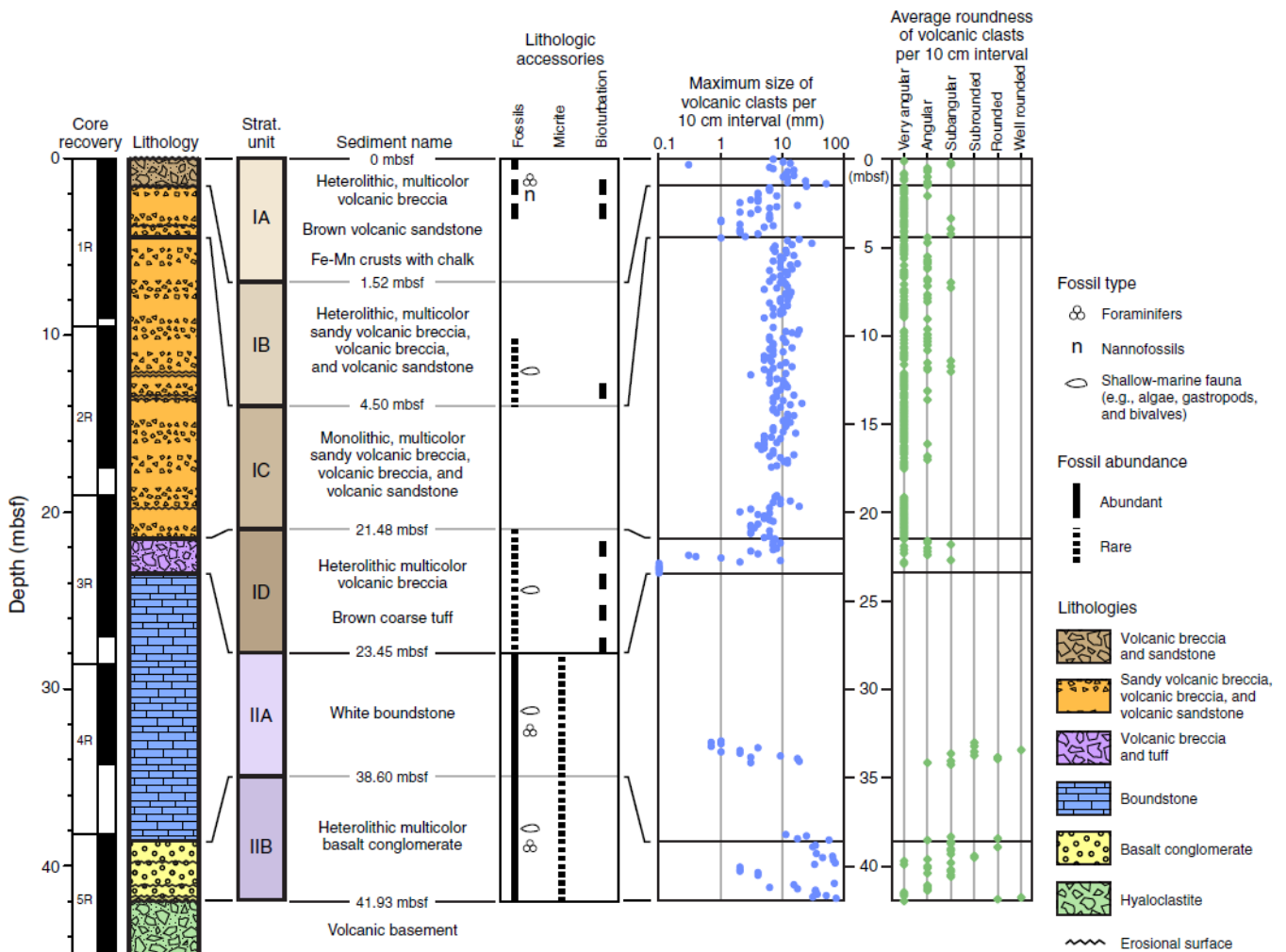


Рис. 1. 250. Стратиграфическая колонка скв. 1376. Условные обозначения сверху вниз: типы фоссилий: фораминиферы, нанофоссилии, мелководная фауна (водоросли, гастроподы, двустворки). Литология: вулканические брекчии и песчаники; песчаные вулканические брекчии, вулканические брекчии и вулканические песчаники; вулканические брекчии и туфы; карбонатные биолититы; базальные конгломераты; гиалокластиты; эрозийные поверхности.

Пачка 1 (интервал 0-23,45 м) – миоцен - возможно моложе или древнее и между поздним мелом и миоценом субпачки 1в и 1 д осадочный покров, в котором на интервале 4,50-21,48 м преобладают монолитные вулканокластические отложения – слоистые вулканические брекчии и песчаники, рассматриваемые как турбидиты или отложения гиперконцентрированных потоков. 4 тонких (23 см) «прослоев» ферромарганцевых корок присутствуют в верхней части пачки 1, наряду с некоторым количеством нанофоссильного и фораминифероносного мела. Нанофоссилии верхней части субпачки 1А позволяют датировать их средним – поздним миоценом.

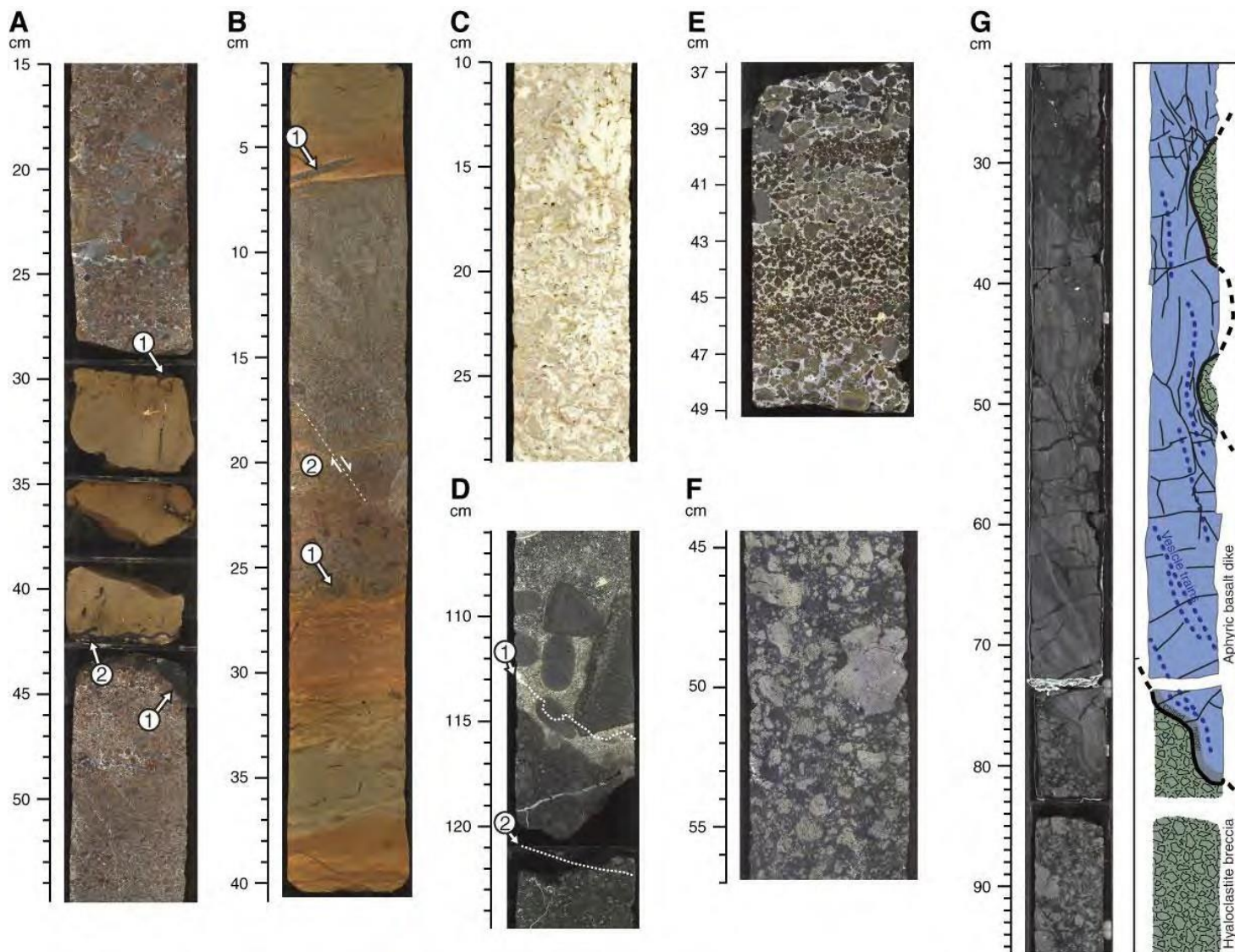


Рис. 1. 251. Фото представительных пород скв. U1376A **А** – слоистая мультицветная базальтовая брекчия (1) и вулканический песчаник (2) субпачки 1А. Стрелкой показана железомарганцевая корка, инкрустирующая мел. Субпачка 1А содержит отложения гиперконцентрированных потоков (слоистая брекчия) и турбидиты, сформированные в пелагических и гемипелагических условиях; **В** – массивный биотурбированный коричневый грубообломочный туф (верх и низ) и полимиктовый мультицветный песчаник (центр) субпачки 2, сформированные в гемипелагических и пелагических условиях; **С** – водорослевый известняк, интерпретируемый как водорослевый риф; **Д** – базальтовый конгломерат с мелководными биокластами субпачки 2В, показывающий эрозионный контакт (1) базальтового конгломерата и подстилающего вулканического основания субпачки 3. **Е** – вулканическая брекчия, сложенная угловатыми обломками базальта, цементируемым кальцитом, субпачка 1С); **Ф** - гиалокластитовая брекчия в стратиграфической пачке 4. Желто-серый цвет обломков указывает на присутствие свежего стекла; **Г** – контакт афировой дайки из пачки 2. Ряды темно-синих точек – следы миндалинов.

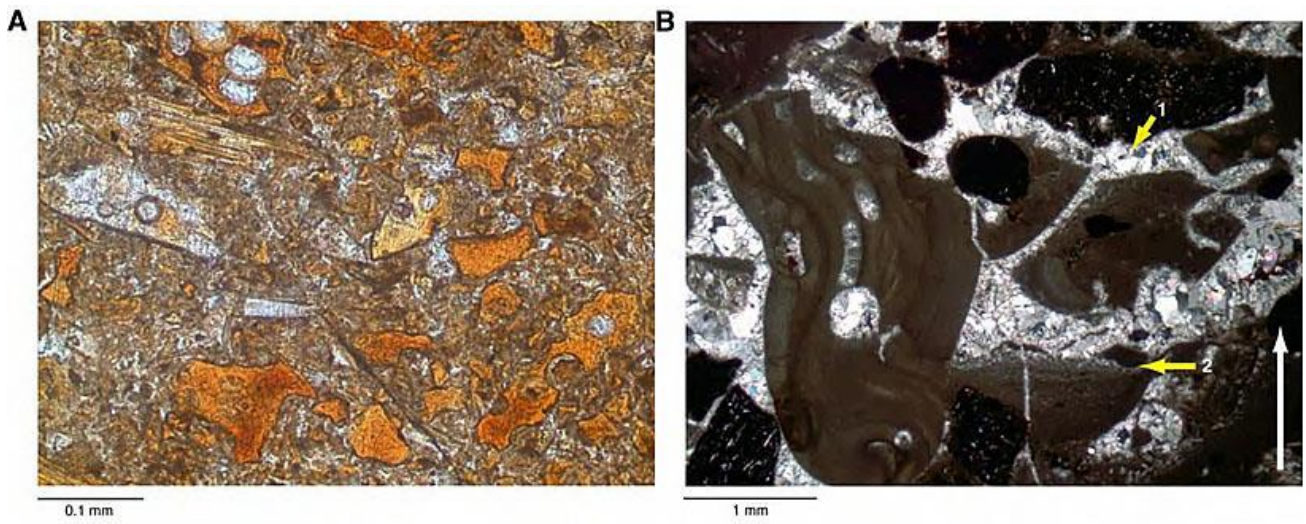


Рис. 1. 252. Микрофото осадочных пород скв. U 1376. А – вулканический туф субпачки 1D с обрывками вулканического стекла (в проходящем свете); В – базальтовый конгломерат субпачки 2B с карбонатным цементом, указывающим на вадозные условия. Стрелкой показан верх.

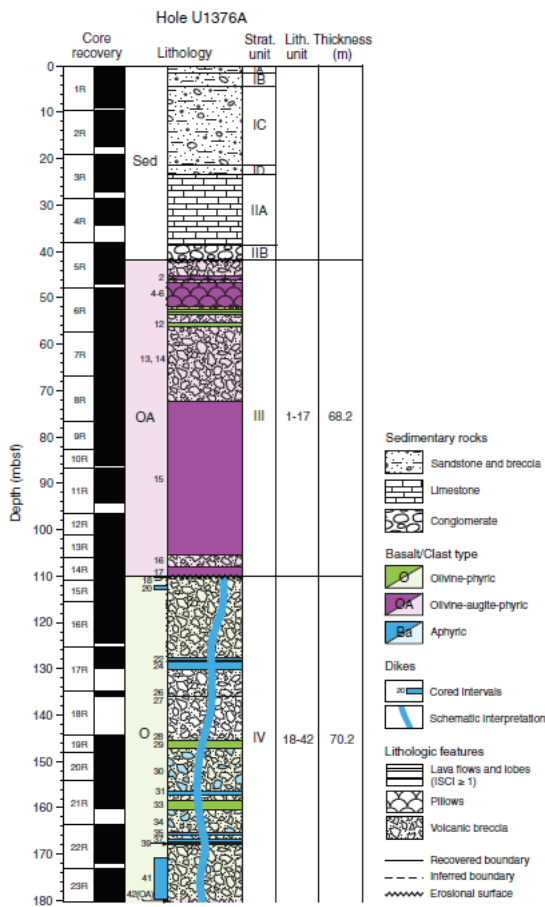


Рис. 1. 253. Стратиграфический разрез типов изверженных пород и литологических особенностей скв. 1376А. Условные обозначения сверху вниз: Осадочные породы: песчаники и брекчии; известняки; конгломераты. Базальты (обломки) - типы: оливин порфиоровые; оливин – авгит порфиоровые; афировые. Дайки: интервалы керна; схематическая интерпретация. Литологические особенности: потоки лавы и окончания потоков; подушечные лавы; вулканические брекчии. Вскрытые границы, предполагаемые границы, эрозийные поверхности.

Пачка 2 (интервал 23,45-41,93 м) между поздним мелом и миоценом – представляет древний осадочный покров гайота Бартон.

Субпачка 2А (мощность 15,15 м) представлена мощным горизонтом известняка, сложенного многочисленными красными водорослями и средним количеством мелководно-морских фоссилей. Этот интервал интерпретируется как водорослевый риф, развивающийся в мелководно-морских условиях в процессе погружения.

Субпачка 2В (интервал 38,60-41,93 м) состоит из базальтового конгломерата с мелководно-морскими биокластами. Конгломерат был образован на вершине эрозийной поверхности и обозначает границу между осадочным покровом и нижележащим вулканическим основанием гайота Бартон. Моллюски, обнаруженные в субпачке 2В, могут указывать на ее позднемеловой возраст.

В скв. 1376 на гайоте Бартон пробурено 140, 9 м разреза базальтового основания, представленного последовательностью базальтовых брекчий, подушечных лав и потоков массивных лав. Снизу-вверх разрез начинается базальтовыми брекчиями (13,1 м), но в интервале (интервал 166,5-167,2 м) распространены высокопористые (миндалекаменные) афировые базальты. Следующие 31,7 м сложены гетеролитической брекчией с обломками оливин-порфиоровых и афировых базальтов и тонкими потоками афировых базальтов. Верхняя часть этого интервала содержит высоко пористые фрагменты афировых и оливин-порфиоровых окисленных базальтов, формировавшихся в период мелководного или

субаэрального вулканизма. Верхние 17,35 м интервала 4, сложены брекчией оливин-порфириковых гиалокластитов, содержащих и свежее стекло. Пачка 4 завершается эрозионной поверхностью пачки 3.



Рис. 1. 254. Сканированная фотография ядра вулканической брекчии, сложенной угловатыми обломками базальтов, сцементированных кальцитом. Субпачка 1с шлиф показан на след рис.

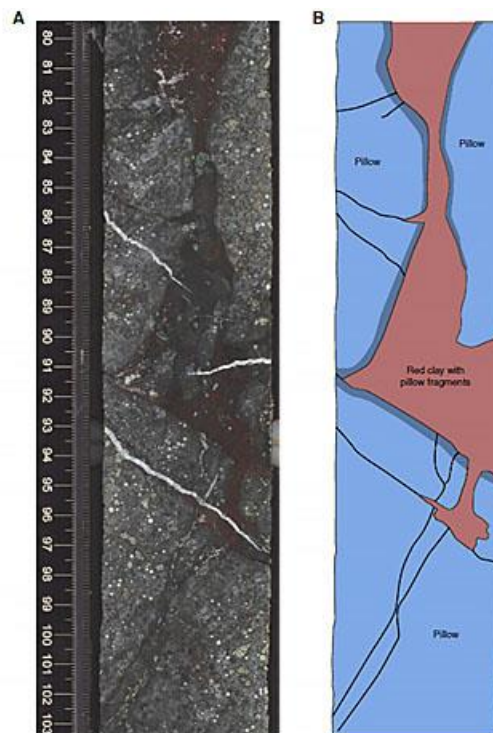


Рис. 1. 255. А. Сканированное фото ядра округлых тел оливин – авгитового порфиривого базальта, интерпретируемого как подушечная лава, разделяемая красной глиной, содержащей фрагменты базальта. В. Зарисовка того же интервала.

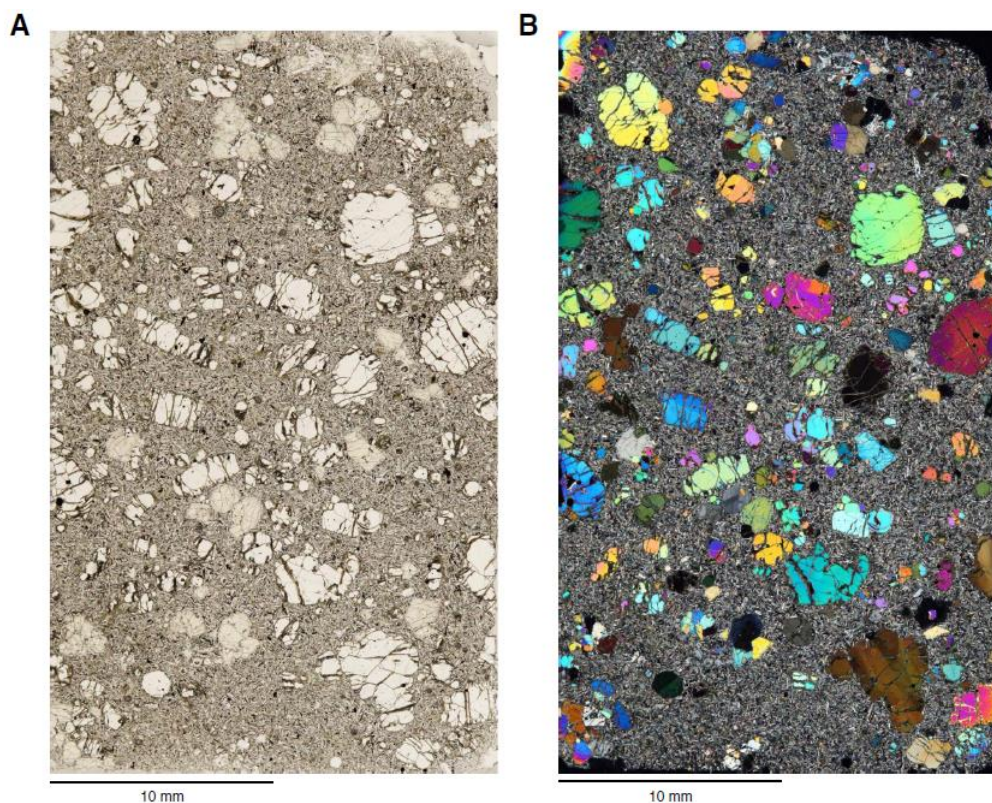


Рис. 1. 256. Шлиф оливин - авгитового порфиривого базальта: А - проходящий свет, В - скрещенные николи.

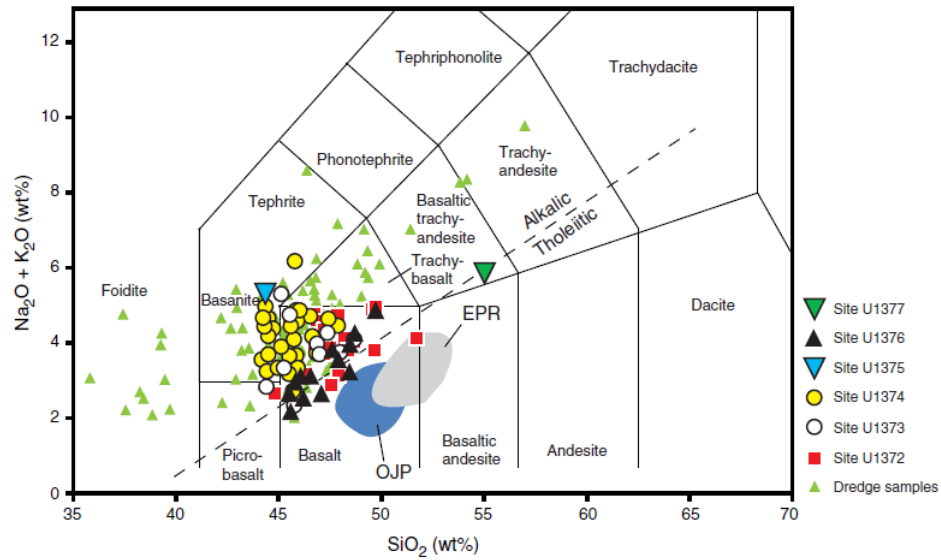
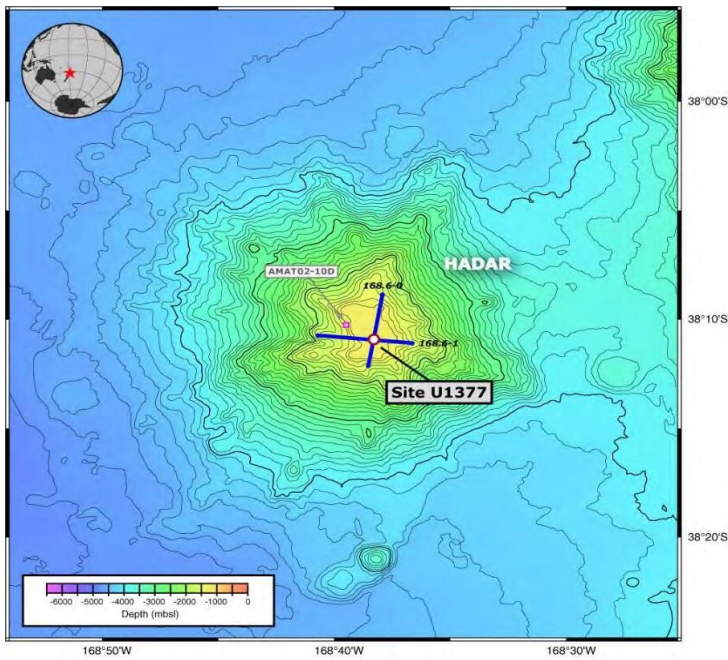


Рис. 1. 257. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372-1377.



Скв. U1377. Глубина – 1262 м; проходка – 53,3 м (скв. U1377А), 37 м (скв. U1377В); керн – 8,76 м (скв. U1377А), 14,47 м (скв. U1377В). Расположена на гайоте Гадар – шестая и последняя в рейсе 330. Гайот Гадар наименьший (25 км в диаметре) из изученных гайотов. Скважина пробурена на плоской вершине гайота.

Рис. 1. 258. Батиметрическая карта скв. U1377; гайот Гадар. Места драгирования – квадраты. Голубая линия – мультисканальное сейсмическое профилирование.

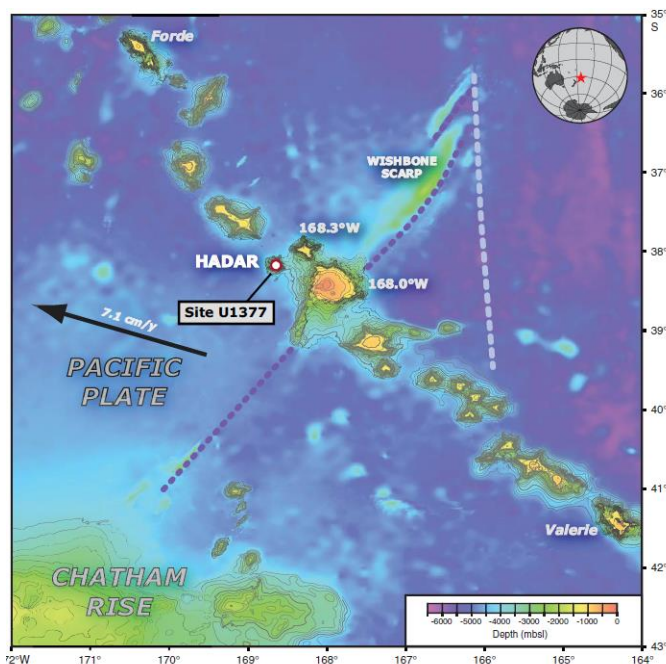


Рис. 1. 259. Размещение скв. 1377 в цепи гайотов хребта Луисвилл.

Скважиной были вскрыты брекчии (53.3 м) – скв. U1377А (16% керна) и 37 м в скв. U1377В (39% керна). Пачка 3 вскрыта в обеих скважинах и сложена нанофосильным фораминиферовым пелагическим илом. Пачка 2 – представлена отдельными фрагментами фораминиферовых известняков, железомарганцевыми корками и немногочисленными мелководно-морскими биокластами (фрагменты эхинодерм), датируемыми как средний-поздний эоцен.

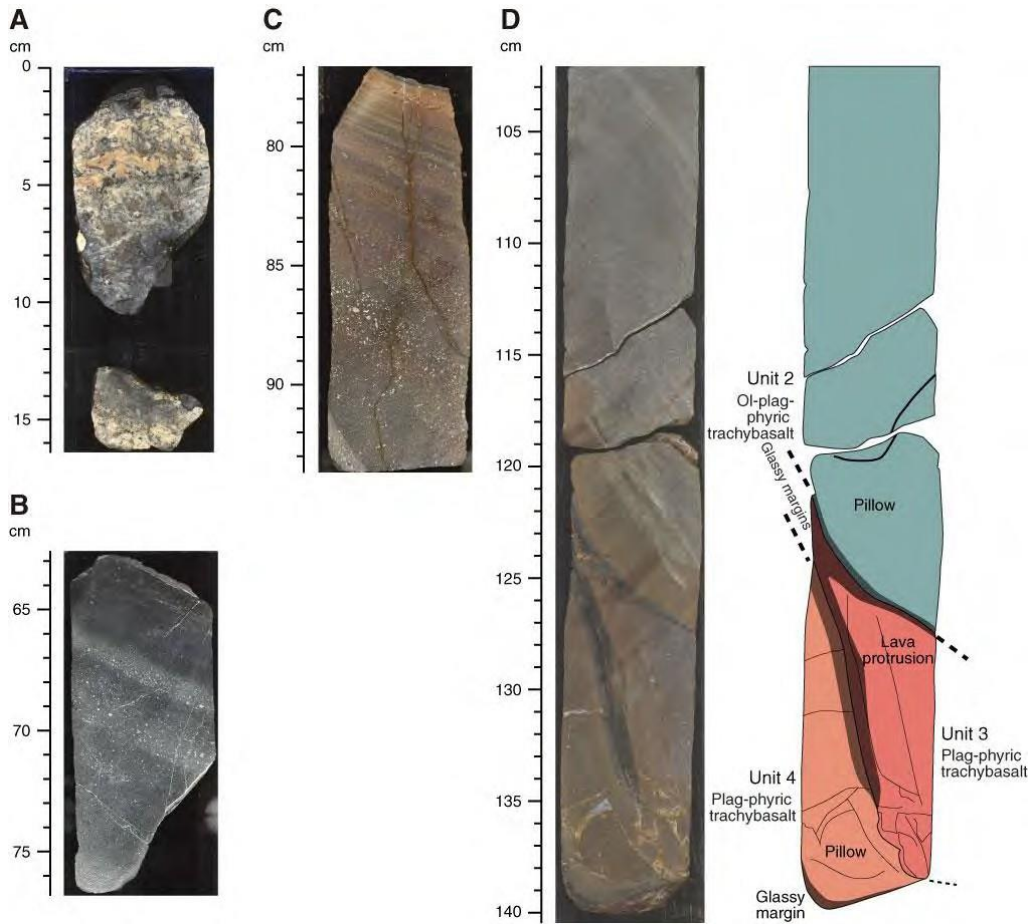


Рис. 1. 260. Представительная литология ядра скв. U1377. **A** – фораминиферный известняк с ферромарганцево-фосфатной коркой сверху, субпачка 2; **B** – полосчатость потока (флюиальность) в трахибазальте, пачка 3; **C** – флюиальность в трахибазальте, пачка 1; **D** – ядро (слева) и интерпретация (справа), показывающие контакты между пачками 2, 3 и 4.

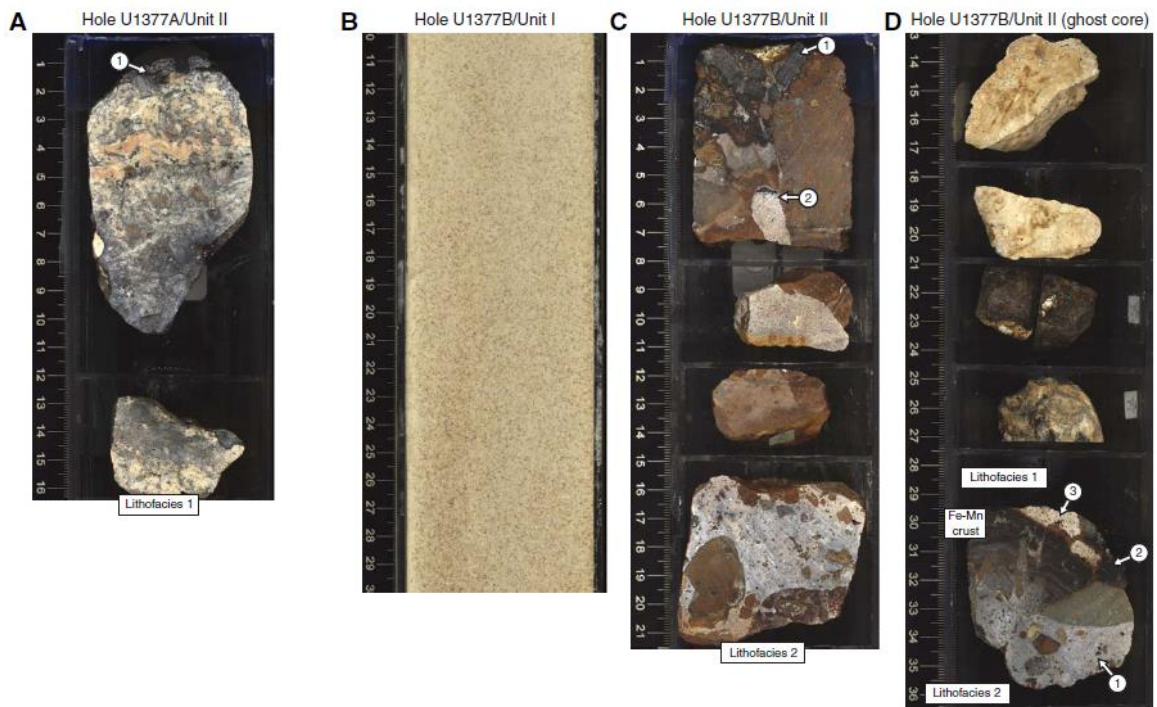


Рис. 1. 261. Представительные фотографии ядра скв. 1377. **A**. Фораминиферный известняк с (0) железомарганцево-фосфатной инкрустацией пачки 2. **B**. Палео – коричневый нанофоссильный ил пачки 1. **C** – пестроцветный базальтовый конгломерат с (1) железомарганцевой инкрустацией в пачке 2. Внутри булыжниковые пространства заполнены биотурбированным мультицветным фораминиферным известняком. **D** – кусочки осадков в ядре различной литологии 1 – фораминиферный известняк с обломком базальта, 2 – железомарганцевая корка с концентрическими слоями, 3 – биотурбированный фораминиферный известняк с редкими мелководными биокластами.

Пачки 2, 4 – подушки со стекловатыми краями. Поток 3 также имеет стекловатые края и предположительно внедрился в пространство между потоками 2 и 4. Похоже, что эти известняки перекрывают пестроцветные базальтовые конгломераты (верхний палеоцен-нижний эоцен) с железомарганцевыми корками. Матрикс конгломератов сложен фораминиферовым известняком и мелководно-морскими фоссилиями (фрагменты эхинодерм, крупные фораминиферы и гастроподы). Фауна и текстуры пород показывают, что породы пачки 2 формировались в мелководно-морских или гемипелагических условиях.

Скв. U1377A прошла 38,2 м по изверженному основанию после вхождения в него в интервале 15,1 м, а скв. U1377B проникла на 27,9 м в изверженное основание, после 9,1 м. В разрезе скважины выделены две пачки.

Пачка 1 – (0-0,03 м) – плиоцен-голоцен – светло-серый нанофоссильный ил с фрагментами вулканического стекла.

Пачка 2 – (6,10-6,24 м) – средний-поздний эоцен – пестроцветные фораминиферовые известняки с инкрустациями железомарганцевыми и черными дендритами. Известняки высокофосфатоносные с фрагментами эхинодерм.

Скв. 1377B представлена также двумя пачками.

Пачка 1 – (интервал 0-0,79 м) – голоцен-ранний плиоцен – палево-коричневый нанофоссильный фораминиферовый ил с редкими фрагментами вулканического стекла.

Пачка 2 – (интервал 0,79-108 м) – поздний палеоцен – ранний эоцен – плохо отсортированные базальтовые конгломераты с железомарганцевыми инкрустациями. Обломки от грубого песка до бульжника. Крупные обломки округлые, мелкие – угловатые. Кроме обломков базальтов присутствуют обломки песчаников и биокластов – эхинодермы, крупные фораминиферы, бриозоа, красные водоросли и фрагменты раковин. Матрикс конгломератов – фораминиферовые известняки с железомарганцевыми инкрустациями.

Изверженные породы разделены на 6 литологических пачек в скв. U1377A и 18 пачек в скв. U1377B. Литология в этих двух скважинах пачки 3 сходная. Базальты – афировые трахибазальты с полосами базальтов, обогащенных оливином.

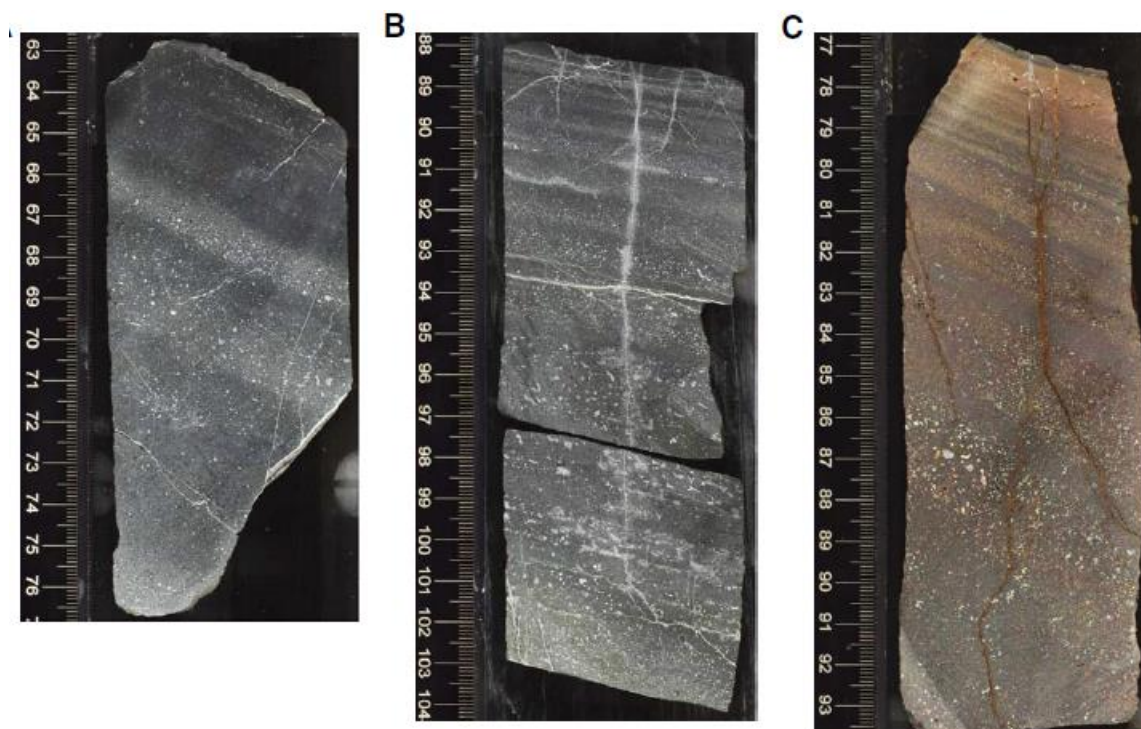


Рис. 1. 262. Фото керн – полосчатости потоков в трахибазальтах.

В скв. U1377В в отдельных интервалах базальты содержат авгит-плагиоклазовые гломерокристы. Базальты образуют массивные лавовые потоки, иногда небольшие подушечные лавы. Породы подвержены вторичным изменениям – низкотемпературному взаимодействию вода – порода или может быть выветриванию.

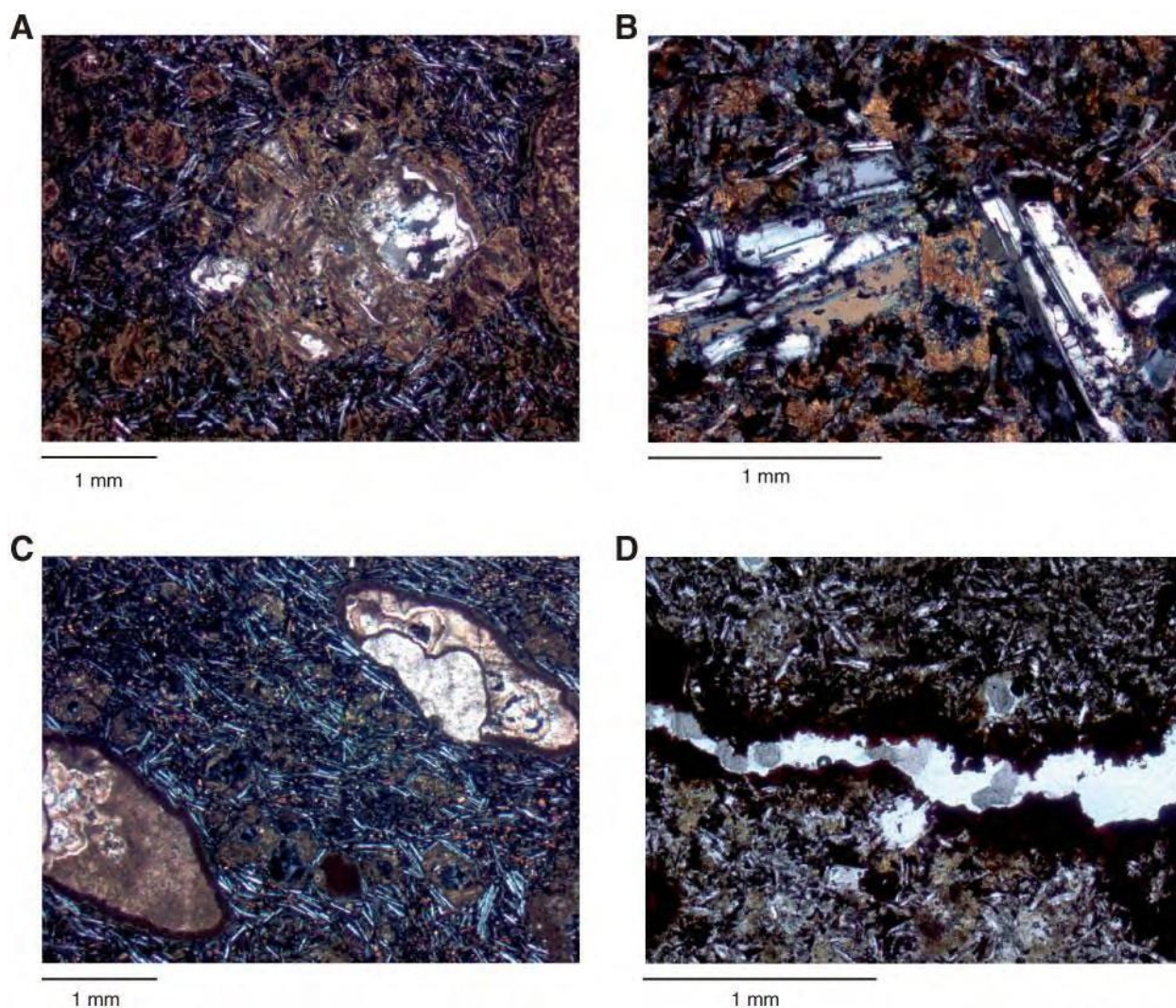


Рис. 1. 263. Микрофото измененных оливина и основной массы. **А** – нацело измененные фенокристы оливина – зеленая глина (внешняя часть) и кальцит (скрещенные николи); **В** – сильно измененная основная масса – зеленая и коричневая глина и слабо измененный плагиоклаз; **С** – миндалины, заполненные коричневой глиной, белым кальцитом и карбонатом; **Д** – жилки, заполненные смесью глинистых минералов, гидроокислами железа и гетитом.

Изменения вулканических пород в скв. U 1377А меняются от слабых до сильных (10-75%), в то время как породы скв. U1377В – от средне – до полностью измененных (30-100%). Коричневые до красно-коричневого цвета измененных пород показывают, что в обеих скважинах, преобладание окислительных условий. Оливин – полностью замещен иддингситом и гидроокислами железа. Минералы измененных пород: карбонаты (Mg кальцит, сидерит, анкерит), минералы глин, гидроокислы железа (гетит). Гидроокислы железа преобладают в жилках пород обеих скважин.

Детальное описание и изучение керн в скважинах рейса 330 вызвало некоторое удивление авторов описания керн по поводу того, как образовывались вулканы хр. Луисвилль. Несмотря на то, что эти плосковершинные гайоты однажды были вулканическими островами, подобно Гавайским островам и островом Пасхи, результаты бурения показали немногочисленные свидетельства субаэрального вулканизма. Тонкий осадочный покров, который ныне залегает на этих вулканах первоначально демонстрирует последовательность от мелководных до более глубоких, субмаринных вулканических образованиях. Вулканы Луисвилля, таким

образом, представляются небольшими островами или архипелагами островов.

Обобщая рассмотрение материалов рейса 330, следует вначале систематизировать сведения, по этому рейсу, приведенные в статье, опубликованной несколько позднее завершения работ по этому рейсу (Anthony A. P. Koppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 // Scientific Party Scientific Drilling, No. 15, March 2013 // doi:10.2204/iodp.sd.15.02.2013). Автор считает вполне оправданным привести перевод нескольких заключительных положений этой статьи. «В конечном счете, результаты бурения рейса. 330 обеспечивают следующий шаг в тестировании «фиксированной» гипотезы «горячих точек» и лучшего понимания крупномасштабных движений в мантии, которые происходят в течение продолжительных геологических интервалов развития Земли. Многие вопросы, по-прежнему, требуют ответа, и для этого потребуются «горы» бурения для понимания истории развития долгоживущих систем горячих точек (например, Китовый хребет, расположенный в юго-восточной Атлантике). Такие более широкие наборы данных позволят рассмотреть возможность «истинного полярного блуждания», которые все еще часто противоречивы, и представляют собой в значительной степени непроверенную научную гипотезу».

Здесь следует отметить, что, несмотря на заранее заданный в титуле рейса геодинамический режим, у самих исследователей сохраняется некоторое сомнение по поводу полученных результатов, частично подтверждаемой приводимыми в этой статье и показанный далее рисунками из цитируемой статьи и комментариями к рисункам.

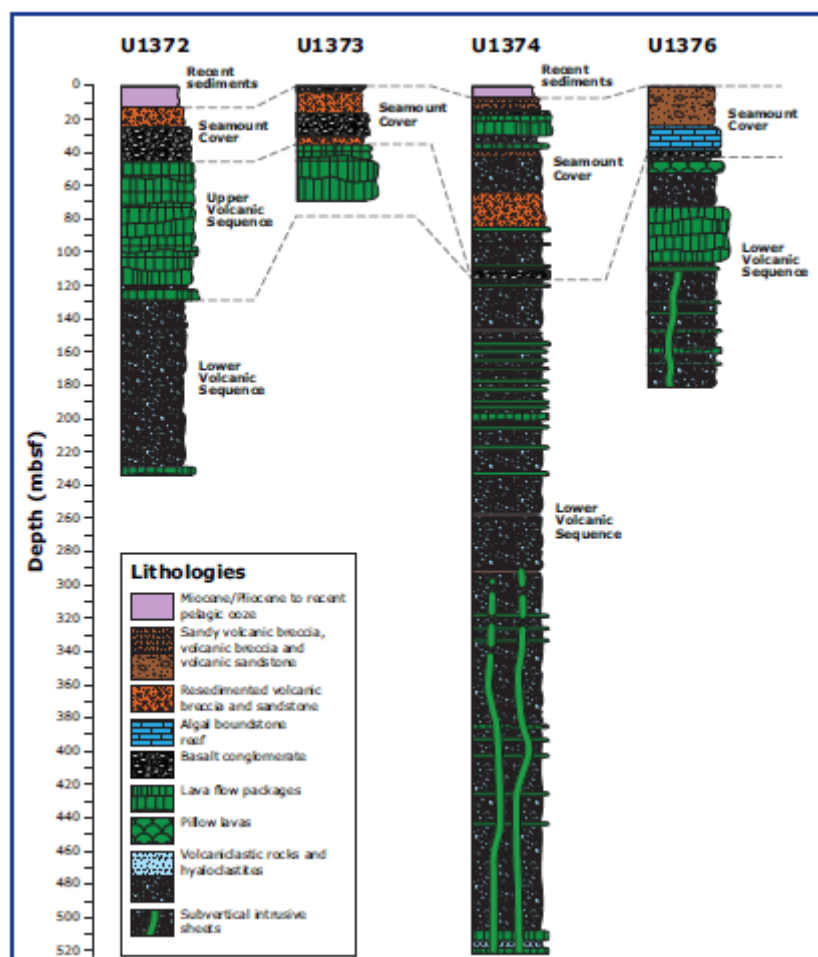


Рис. 1. 264. Стратиграфическое резюме четырех самых глубоких скважин, пробуренных в рейсе 330.

Пробуренные скважины: U1372 (Canopus Guyot), U1373 и U1374 (Rigil Guyot) и U1376 (Burton Guyot) представлены в упрощенном виде, чтобы подчеркнуть общую литологическую конструкцию подводных гор хребта Луисвилль. Выделены четыре литологические группы от ранних к более древним; (I) недавний пелагический ил; (II) более ранний осадочный чехол; (III) верхняя вулканическая последовательность, в которой преобладают

массивные лавовые потоки и прослойки с вулканическими свойствами; и (IV) более ранняя вулканическая последовательность, характеризующаяся преимущественно вулканическими потоками и гиалокластитами, редкими лавовыми потоками и субвертикальными дайками. Большая часть вулканитов в этих последовательностях отличает симаунты хребта Луисвилль от подводных гор Императорского хребта (Koppers et al, 2013).

Комментируя приведенный рисунок, необходимо отметить, что сопоставление разрезов по различным скважинам (гайотам) показывает, что не все они развивались одинаково, если сопоставлять разные стадии развития отдельных гайотов. Это вытекает из сопоставления выделяемых литологических групп, часть которых или редуцирована, или вовсе выпадает из разреза по скважинам. Это, в конечном счете, позволяет полагать, что здесь, так же, как и в ранее пробуренных скважинах рейса 55, важное значение приобретают особенности вертикальных тектонических движений, регулирующих процессы осадконакопления, и динамику тектонических движений – воздымания и погружения в процессе становления отдельных гайотов, нанизанных на линейную структуру глубинного заложения. При этом специфика развития состава вулканитов отдельных гайотов во многом определена динамикой – петрогеодинамикой, плавления мантийного субстрата, которое происходит дифференцированно в каждой отдельной «точке – гайоте» этой линейной цепи асейсмичного хребта. Дифференцированный характер состава вулканитов отдельных гайотов хорошо виден на представленных, теми же авторами, петрохимических диаграммах. Смещение петрохимических составов базальтов в отдельных гайотах, подчеркивает относительную независимость их становления – ранее отмеченную по своеобразию их литостратиграфии - состава и строения разрезов. И здесь, так же, как и в предыдущих рейсах, достаточно отчетливо проявляется первенство не столько горизонтальных перемещений «плиты» над горячей фиксированной точкой, сколько латеральное и временное своеобразие развития отдельных фрагментов асейсмичных хребтов, развитие которых, с учетом специфики их отдельных фрагментов, может определяться динамикой плавления, по-разному проявленного в отдельных звеньях этой цепи. И, соответственно, на основании анализа материалов глубинного бурения, проведенного как по концептуально независимой программе (рейс 55), так и по концептуально зависимым программам (рейсы 145 и 330), представляется возможным по-иному интерпретировать результаты этих работ, полагая, что базовым элементом развития асейсмичных хребтов может быть петрогеодинамический механизм, который включает дифференциацию процессов плавления и миграции расплавов из глубин. И этот же процесс определяет пространственно-временные особенности осадконакопления, в свою очередь, определяемую плавлением мантийного субстрата и миграцией расплавов к поверхности. Таким образом, в соответствии с этими представлениями, триггерной для формирования линейной зоны проницаемости в океанической мантии является, возможно, существование латеральных неоднородностей, в среде которых происходит дифференцированное плавление мантийного субстрата. Это плавление, в свою очередь, может определять своеобразие тектонического режима осадконакопления, вулканизма, а также дифференцированное в пространстве и во времени локальное становление отдельных структур этой цепи. Все, основанное на материалах глубинного бурения, позволяет иначе рассматривать процесс зарождения и становления асейсмичных хребтов не в режиме геодинамического взаимодействия горячей точки и движущейся над ней плиты, а в петрогеодинамическом режиме, в котором ведущим является процесс глубинного магмаобразования – дифференцированного плавления мантийного субстрата и определяющего влияния масштаба плавления и динамики перемещения расплавов на динамику – литогеодинамику процессов осадконакопления и связанную с ней динамику вертикальных тектонических движений – воздымания и погружения - проседания.

Следует также отметить, что в рейсах, ориентированных на обоснование движения плиты над горячей точкой, в качестве одного из определяющих фактов принимается радиологическая датировка вулканических

пород, несмотря на то, что эти породы практически повсеместно подверглись экстенсивным изменениям – наземному, в большинстве случаев, выветриванию, которое кардинально меняет и в том числе результаты радиологических датировок. От чего-то в концептуально ориентированных рейсах очень слабо используются палеонтологические датировки, что выгодно отличает материалы рейса 55 от последующих концептуально ориентированных рейсов.

Рассматривая далее материалы рейса, нельзя не обратиться к петрохимическим материалам, приведенным в уже упомянутой статье (Anthony A. P. Koppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 //Scientific Party Scientific Drilling, No. 15, March 2013 //doi:10.2204/iodp.sd.15.02.2013).

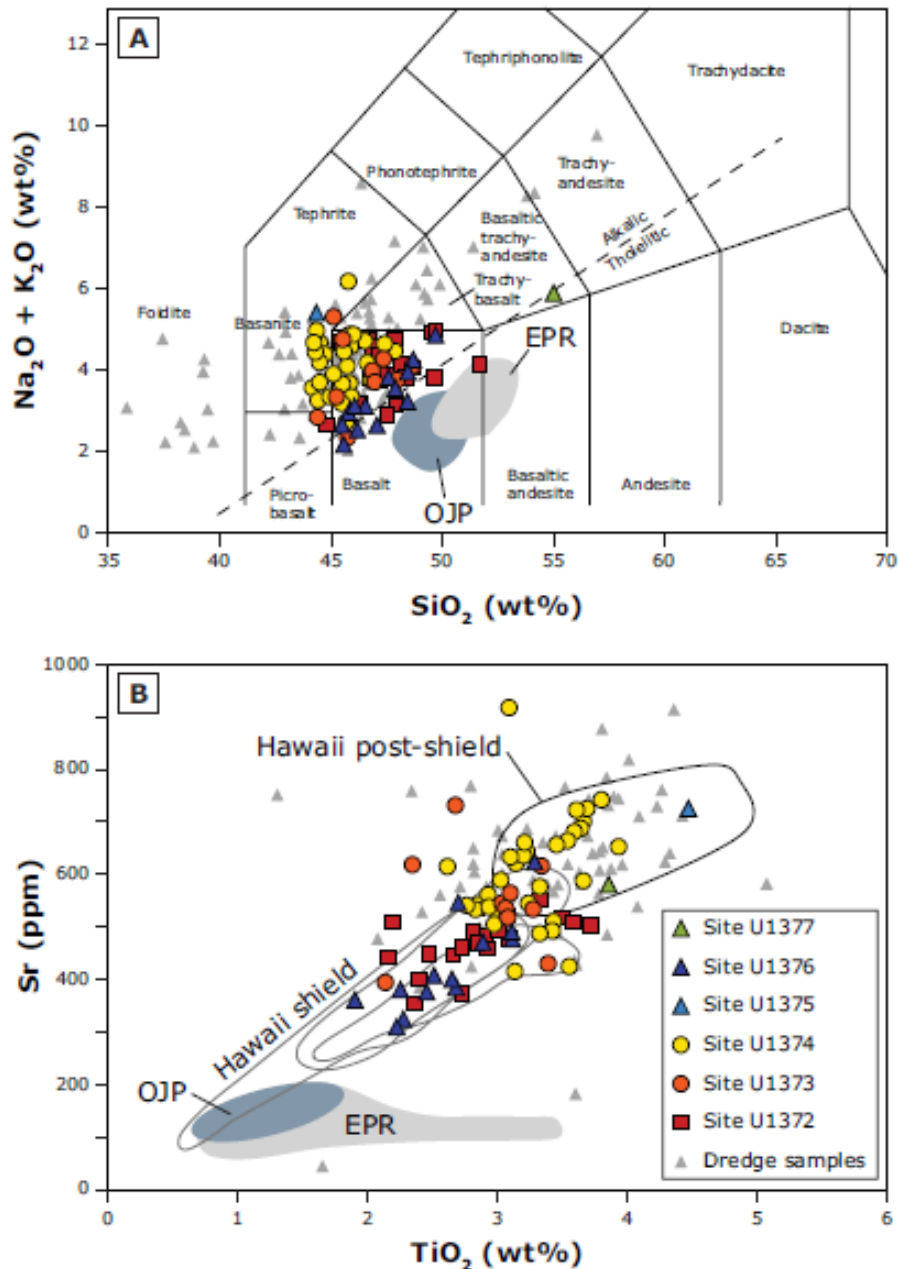


Рис. 1. 265. Компильция петрохимических данных. [A] Общее количество щелочей и двуокиси кремния с разделением щелочных и субщелочных (толеитовых) рядов, демонстрирующие отсутствие толеитовых пород в образцах хребта Луисвилль. [B] TiO_2 – Sr по сравнению с полями нескольких гавайских вулканов (в серо-черных очертаниях). Также показаны поля для южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (EPR) и плато Онтонг-Джава (OJP). (Koppers et al, 2013).

Принципиально важным следствием приведенных петрохимических данных, является отчетливая констатация изменчивости петрографического и петрохимического состава изученных базальтов (см. рисунок).

Все это плохо сочетается со стабильным режимом перемещения плиты над горячей точкой в силу того обстоятельства, что и петрографические, и петрохимические данные свидетельствуют о том, что и масштабы плавления, и состав выплавов в каждой отдельной точке – гайоте, цепи гайотов - асейсмичного хребта, меняются заметно, равно так же, как и меняются ранее отмечавшиеся условия осадконакопления и направленности тектонических движений. Такая фрагментарность всех перечисленных и совокупных процессов позволяет, автору работы, рассматривать их как проявление петрогеодинамики – создание линейной зоны проницаемости в мантии, и ее фрагментарное становление, и считать главенствующим в этом процессе механизм формирования глубинных выплавов и их перемещение в верхние горизонты коры – в данном случае коры океанов.

Аналогами хребта Луисвилль в восточной части Тихого океана могут быть линейные асейсмичные хребты и наиболее протяженный из них – около 1000 км хребет Пука-Пука. Опубликовано значительное количество работ, касающихся проблем их происхождения. Для первоначального представления этой проблемы рассмотрим иллюстрированную аннотацию одной из таких работ.

Статья Дональда Форсайта и др. (2006) «Распределение современного вулканизма и морфология симаунтов и хребтов в области изучения GLIMPSE и применение для гипотезы литосферного растрескивания и для образования внутриплитных и «не горячих точек вулканических цепей». (Forsyth, D. W., N. Harmon, D. S. Scheirer, and R. A. Duncan (2006), Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: Implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non – hot spot volcanic chains, *J. Geophys. Res.*, 111, B11407, //doi:10.1029/2005JB004075).

Авторами этой статьи, литосферное растрескивание (lithospheric cracking) рассматривается, как результат приложения удаленных напряжений или термоупругих напряжений в качестве механизма, ответственного за формирование внутриплитных вулканических хребтов в Тихом океане, которые явно не образуются над неподвижными горячими точками. Как часть проекта «Gravity Lineations Intraplate Melting Petrology and Seismic Expedition (GLIMPSE)» исследования проведены на примере двух вулканических цепей к западу от Восточного Тихоокеанского поднятия, используя многолучевое эхо сканирование и гидролокатора со сканированием. Сонар с боковым сканированием показывает строение морского дна и указывает на недавние без осадочного покрова потоки лавы. В вулканическом комплексе Хоту Матуа, последние потоки и вулканические постройки распределены в области протяженностью 450 км и до 65 км шириной, с явным, нерегулярным возрастанием возраста вулкаников от более старых потоков на западе до более молодых на востоке. 550 километровой протяженности система: симаунт Саут Кросс – Сожурн хребет – Браун хребет – активна только недавно в восточной части вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, Третий район недавних лавовых потоков расположен в 120 км севернее симаунта Саут Кросс в пределах океанского дна, условно датируемого в 9 млн лет. Не имеется свидетельств расширения литосферы в форме разломов или грабенов, параллельных простираению вулканических цепей; обнаружено лишь распространение недавних лавовых потоков именно в этих местах. Термоэластическое растрескивание может быть фактором в образовании нескольких небольших, очень узких вулканических хребтов, но большая часть вулканической активности широко распространена в широких полосах без свидетельств образования вдоль узких трещин. Представляется, что формирование вулканических цепей Сожурн и Браун начинаются с распределения зон небольших симаунтов, которые впоследствии развиваются в сегментированные хребты, возможно под влиянием мембранных напряжений от самозагрузки. Мы предполагаем, что линейные вулканические цепи создаются движущимися аномалиями плавления в астеносфере, и что литосферное растрескивание играет, в большинстве случаев, не последнюю роль.

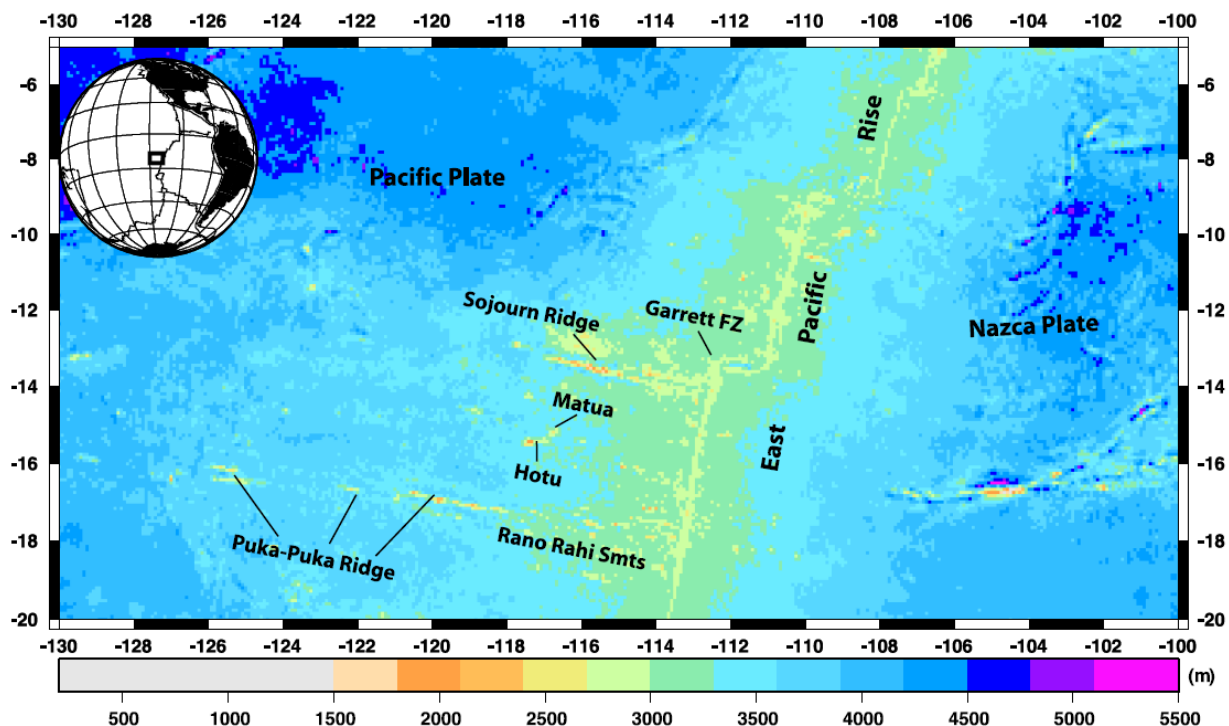


Рис. 1. 266. Прогнозируемая батиметрия Восточно-Тихоокеанского поднятия в изученной области, с показом изученных областей (Forsyth et al., 2006).

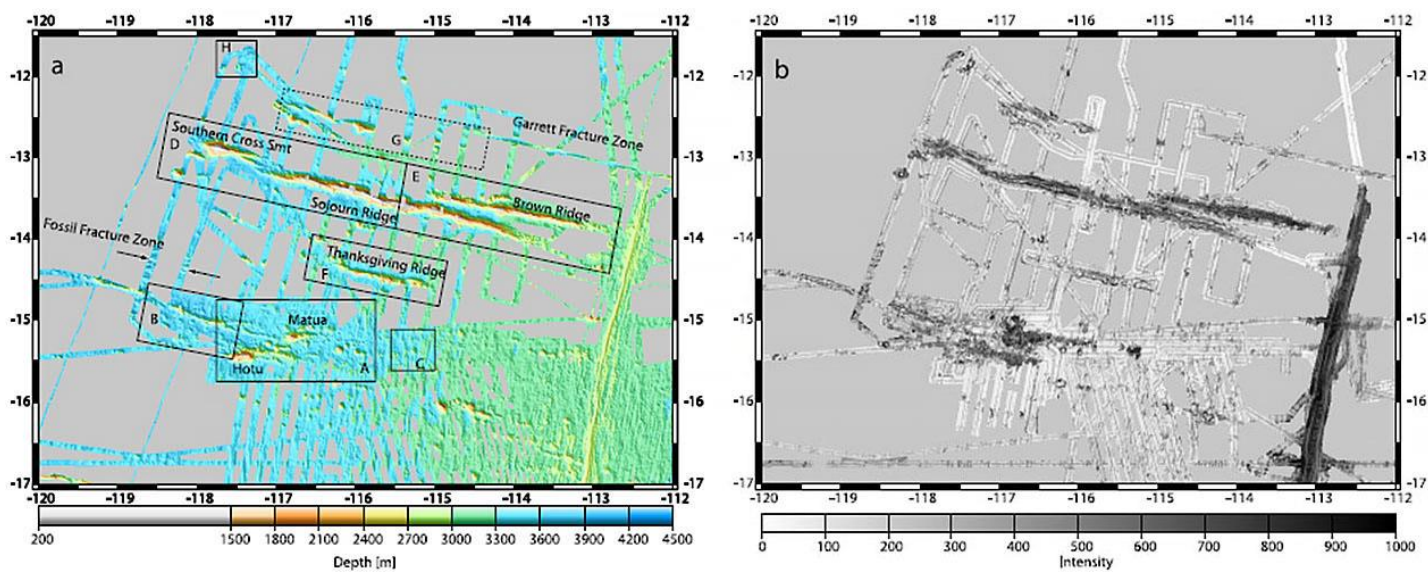


Рис. 1. 267. Детализация изученной области с отображением вулканических цепей (Forsyth et al., 2006).

1.2.2. Обсуждение результатов бурения

Материалы этого раздела основаны на системном анализе сведений, полученных при бурении скважин в ряде рейсов: рейса 145 с материалами бурения по самой северной в Императорском хребте подводной горе Детройт, а также по расположенным южнее скважинам, пробуренным на подводных горах того же хребта в рейсах 55 и 197. Значительный интерес представляют и данные бурения рейса 330 в хребте Луисвилль, протягивающемся на 4. 5 тыс. километров в юго-восточном направлении от островной дуги Тонга-Кермадек. Имеются, но ограниченные данные бурения в хребте Наска, расположенном в восточной части океана. Расположение этого хребта относительно сходно с расположением Китового хребта в Атлантическом океане.

Рейс 202. Юго-восточный тихоокеанский палео-океанографический трансект.

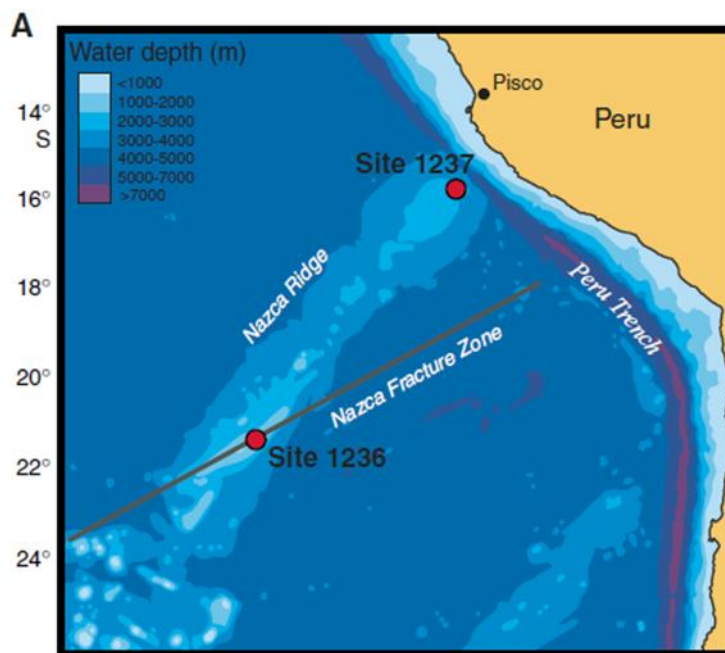


Рис. 1. 268. Расположение скв. 1236.

Скв. 1236 расположена на вершине асейсмичного хребта Наска на глубине 1323 м вблизи пересечения хребта с трансформным разломом Наска. Скважина расположена в центре плато шириной 20 км, которое обозначено пунктиром небольших вулканических поднятий, высотой несколько сотен метров, возвышающихся над сравнительно плоской батиметрической поверхностью. Такие особенности строения хребта могут обозначать существование здесь небольших эродированных остатков архипелага вулканических островов, погрузившихся ниже уровня моря. В 20 км юго-западнее скв. 1236 плосковершинный гайот поднимается на высоту 350 м выше современного уровня моря. Присутствие хорошо сохранившихся мелководных батиметрических особенностей и эродированных поверхностей предполагает многочисленные эпизоды вулканизма или присутствие молодых карбонатных рифов, растущих на вершинах вулканических построек. Общая мощность осадков на основании сейсмических профилей в районе скв. 1236 оценивается в 200 м. Надбазальтовая пачка поздний олигоцен - осадки, непосредственно налегающие на базальты – отвердевший мел с многочисленными нанофоссилиями, небольшим количеством фораминифер с примесью вулканокластических компонентов и аутигенного глауконита. Осадок, непосредственно налегающий на базальт – красно-коричневый, содержит много оксидов железа и переработанные фрагменты базальтов, 10% вулканического стекла. В истории осадконакопления района скв 1236 после начальной пелагической фазы погружения происходило воздымание вулканических островов, которые были окружены карбонатной платформой. Зернистые карбонаты скв. 1236 формировались гравитационными течениями (*gravity currents*), от карбонатной платформы. В позднем олигоцене скорость седиментации была максимальной во время эрозии вулканических островов. Пелагические известковистые илы пачки 1 представляют условия, похожие на современные. Считается, что присутствие вулканического материала в осадках связано и с субмаринным, и субаэральным базальтовым вулканизмом. Вулканическое стекло пачки 4 связано с переработкой базальтового основания.

Рейс 19. Скв. 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов.

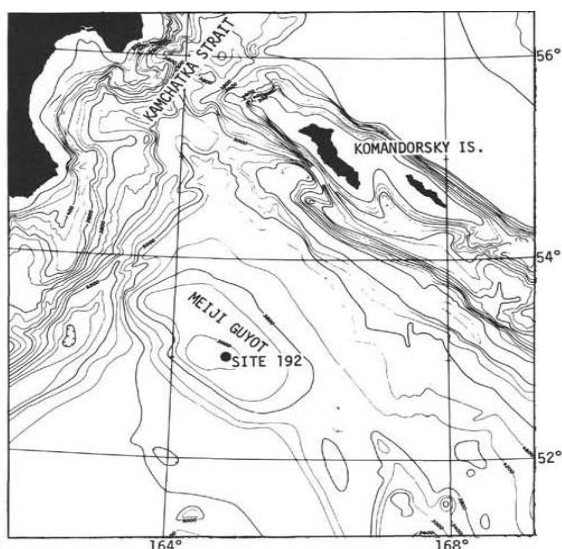


Рис. 1. 269. Расположение гайота Мейджи в северном окончании Императорского хребта.

Осадки и осадочные породы пробурены в интервале 0-1044 м и представлены в интервале 0-320 м - голоцен-плиоцен - диатомовыми алевритистыми глинами и диатомовыми илами с многочисленными пепловыми прослоями и эрратическими обломками в верхнем интервале – 110м. Далее, в интервале 320-550 м – верхний миоцен – диатомовые ил; в интервале 550-705 м – верхи среднего миоцена – диатомовые глины; в интервале 705-940 м – миоцен-олигоцен – аргиллиты с известковистыми прослоями; в интервале 940-1044 м – верхний эоцен - нижний маастрихт-мел – известковистый аргиллит и далее, в интервале 950-1000 м – градационно слоистые пески и алевритистые прослой. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт). На глубине 1044 м осадки перекрывают комплекс потоков щелочных базальтов и трахибазальтов. Непосредственно перекрывающий базальты 20 сантиметровый прослой мела, содержит измененные фрагменты нижележащих базальтов. Базальты интенсивно замещены глиной, кальцитом и гидроокислами железа.

Рейс 145. Скв. 883. Подводная гора Детройт. Глубина – 3245,9 м.

В разрезе скважины в интервале 0-652,2 м – квартал – миоцен - вскрыты диатомовые илы, в интервале 358-652 м, – переслаивающиеся с карбонатными илами и нанофоссильным мелом. В интервале 652-814 м – поздний олигоцен – ранний эоцен нанофоссильный мел, переслаивающийся с витрическим пеплом с интервала 740 м, количество прослоев пепла увеличивается вниз по разрезу. Интервал 814-830 м – палеоцен-кампан? – желтовато-зеленый и желтовато-коричневый, до красновато-коричневого, вулканический пепел с оксидами железа и марганца. Ниже – базальты – возраст неизвестен – 37,5 м – измененные подушечные базальты, плагиоклаз-оливиновые порфиновые толеитовые базальты.

Некоторые крупные эксплозионные события сопровождаются формированием слоев пепла мощностью менее 2,5 м в скв. 884. Удлиненные (>5 to <100 mm), таблитчатые и пузырьчатые фрагменты стекол могли быть образованы в процесс плинианского извержения и удаляться на расстояние 600 км от активной дуги. Проведен анализ около 2000 индивидуальных обрывков стекла. Состав стекол определен по составу от андезибазальтов до дацитов и риолитов. Степень обогащения ЛРЗЭ положительно коррелируется содержанием калия, отрицательная европиевая аномалия присутствует в большинстве образцов. Большинство образцов перекрывает составы

современных вулканитов активной Курило-Камчатской дуги с $\epsilon\text{Nd} \sim -1-8$ и $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0,7031$ до $0,7038$, но некоторые образцы варьируют от $\epsilon\text{Nd} +3$ и $87\text{Sr}/86\text{Sr} - 0,7045$.

Рейс 55. Северо-западная часть Тихого океана (Императорские горы). История опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта, по материалам рейса 55, в соответствии с представлениями авторов проекта бурения такова. Многие подводные горы когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологиях подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмеи и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты когда-то являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития и отражают скорость погружения, или продолжительность, нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субаэральных или мелководных условиях. Гора Иомей - Удмеи представляет стадию от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку -Nintoku и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны, и эти горы существовали, как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и «Северный Сейко» представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение. В подводной горе Оджин осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, цементированных кальцитом. Мелководные известняки верхнего палеоцена до среднего эоцена. Гора Оджин. Мелководные калькарениты со скелетными фрагментами кораллиновых водорослей, раковин моллюсков, ооидов. В ядрах ооидов фрагменты скелетных водорослей и редкие вулканические фрагменты. Базальты извергались субаэрально, но их проседание ниже уровня моря в скв. 430А должно было происходить после извержения последнего потока.

Скв. 430А. Литостратиграфия вулканических пород. Вскрыто 5 различных потоков (83-150 см); границы между ними определяются по цвету и миндалекаменности, наиболее высокой в потоках 2 и 3; основание этих потоков массивно. Поток 1 – афировых базальтов – перекрыт вулканокластическим песчаником. В песчаниках в самом верху – раковины пелеципод. Верхняя часть потока изменена. В керне 6-3 – обнаружен измененный базальт с красноватой корой выветривания (soil) – палеопочвой, горизонт которой возможно разделял потоки и находился над расположенным ниже потоком.

Подводная гора Нинтоку. Глубина – 1310 м. В **скв. 432А** твердый материал был получен после промывки скважины: 3,52 м хорошо консолидированных с кальцитовым цементом конгломератов и песчаников, подстилаемых тонким прослоем красной глины, располагающейся выше базальтов. Осадки – палеоцен. В конгломератах содержатся обломки щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов. Ниже последних осадков пробурено три потока базальтов.

Поток 1 – щелочные базальты, верхняя часть которых была эродирована. Поток 2 (2,0 м) подобен потоку 1. 10 см красной глины (палеопочва) находятся на вершине потока 3 базальтов, переходных между щелочными базальтами и гавайитами (9 м). Миндалекаменная природа верхних частей и низов базальтовых потоков, так же, как и горизонты красных палеопочв, показывают, что потоки изливались субаэрально. Горизонт красной

тропической почвы – желтовато-красной до темно – красно-коричневого, темно-коричневого цвета. Это песчаный аргиллит: глина – 60%; гематит – 30%, кварц – 10% и следы тяжелых, почти нацело измененных, минералов. Красная тропическая почва и горизонты между базальтами образованы их выветриванием, когда остров был субаэрально обнажен. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса. Вулканические породы в скв. 432А, аналогичны описанным в скв. 430А: границы между потоками базальтов основываются на их миндалекаменности в интервалах выветривания, которые интерпретируются как вершина и низ каждого потока. Граница между потоками 2 и 3 представлена 10-ти сантиметровым горизонтом красных и красно-коричневых глин. Ниже глин верхняя часть потока 3 экстенсивно окрашена в красно-коричневый цвет. Измененный нацело базальт содержит лишь реликтовые миндалины. По мере движения к нижней части потока, базальт менее изменен и приобретает свежесть и серую окраску. Затем степень изменений увеличивается по мере перехода к кровле потока 4, ниже которого изменения постоянны. Основная масса потока 4 – красно-коричневая. Обломки происходят из конгломератов, перекрывающих базальты (скв. 432А). Большинство галек (от 2 до 15 см) изменены, но некоторые – не изменены и представлены материалом нижележащих потоков базальтов.

Скв. 433. Подводная гора Сейко. Глубина 1874 м. В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки – (интервал) 0-52 м – пелагические илы – плиоцен - до известкового мела- нижний миоцен.

Пачка 4 – (интервал 52,0-52,5 м) – представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена.

Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчаным илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренидами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен и показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную мало глубинную: бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриозоа и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Следовательно, гора Сейко была островом с окружающими рифами в середине палеоцена. Скважина 433 прошла прибрежные и лагунные зоны с за рифовым регионом и рифовым комплексом.

Ряды щелочных и толеитовых базальтов подводных гор Императорского хребта Оджин, Нинтоку и Сейко очень похожи по составу главных микроэлементов LIL (крупноионный литофильный) щелочным и толеитовым базальтам островов Гавайи. Эти породы характеризуются высоким общим содержанием щелочей, высоким содержанием TiO_2 и «FeO», низким содержанием Al_2O_3 и низким $Mg / (Mg + Fe^{2+})$, по сравнению с базальтами MORB. Содержание элементов LIL в одном толеите горы Оджин имеют фактор от 5 до 10 относительно MORB. Модели РЗЭ (редкоземельных элементов) во всех образцах сильно фракционированы; тяжелые редкоземельные элементы (HREE) сильно различаются. Это может согласовываться с появлением реститового граната в исходном субстрате. Варианты элементов LIL базальтов подводных гор позволяют предполагать меняющиеся степени частичного плавления исходного субстрата. Между базальтами подводных гор и Гавайев нет систематических различий, которые могут быть связаны с временной эволюцией одного источника горячих точек.

Macdonald and Katsura (1964) и Macdonald (1968) описали последовательность эруптивных фаз, которые обычно присутствуют в гавайских вулканах. Не каждая из выделенных ими фаз присутствует во всех вулканах, но общая их последовательность достаточна для сопоставления с пробуренными скважинами. Эта последовательность типичная для гавайской цепи и очень редко проявлена в других океанических островах. Macdonald (1968) идентифицировал четыре фазы развития гавайских вулканов.

Так они выглядят от ранних к поздним: 1 – щитовая стадия толеитовых базальтов;

2 – стадия заполнения кальдер. Толеитовые и щелочные базальты, или те и другие. Стадии 1 и 2 присутствуют вместе в 99 % вулканов;

3 – посткальдерная стадия: щелочные базальты и ассоциированные дифференцированные лавы около 1% вулканов;

4 – постэрозионная стадия: щелочные базальты, нефелиновые базальты и нефелиниты, мелилитовые базальты – менее 1 % вулканов.

В сложной последовательности процессов вулканизма выделены три стадии: толеитовые базальты в основании, щелочные базальты и гавайиты выше них; на вершине – тонкий покров интенсивно щелочных постэрозионных потоков. Пробуренная последовательность вулканических пород скв. 430 вскрыла 28 м только толеитовых базальтов, так что трудно определить такую последовательность в гавайских. В той же скважине четыре потока гавайитов перекрывают толеиты. На основании химии пироксена и полевых шпатов установлено, что гавайиты принадлежат к посткальдерному заполнению, скорее, чем к постэрозионной стадии. История опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта, по материалам рейса 55, в соответствии с представлениями авторов проекта бурения, такова. Многие подводные горы когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологиях подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмей и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты когда-то являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития, и отражают скорость погружения или продолжительность нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субаэральных или мелководных условиях. Гора Иомей – Удмей представляет стадии от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку – Nintoku и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и «Северный Сейко» представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение.

История осадконакопления горы Сейко состоит из трех главных периодов проседания:

1 – рифовый период, в течение которого известковистые лагунные образования, диагенетически эволюционировали, закончился в верхнем палеоцене. Условия – мелко- и тепловодные. 2 – отложения детритовых вулканических песков смешивались с кремнистым биогенным материалом. Аутигенные процессы начали процесс отвердевания. Условия характеризовались высокоэнергетическими процессами сортировки, вулканическими процессами, мелководными тепловодными бассейнами. 3 – пелагическая седиментация сопровождалась охлаждением, начавшемся в позднем миоцене. Осадки были переработаны в верхнем плиоцене.

Завершая рассмотрение материалов бурения рейса 55, автор считает возможным резюмировать следующим образом приведенные материалы. Во – первых, авторы описания и изучения материалов бурения рейса 55, подчеркивают относительную автономность развития отдельных гор южной части Императорского хребта. Это выражено литостратиграфическими относительными особенностями строения разрезов и вытекающими отсюда особенностями динамического развития отдельных гор, заключающимися в относительных различиях во времени прохождения разных, в целом сходных стадий их развития. Отдельные горы, как отмечалось ранее, не проходили

вообще отдельных стадий. Другое различие заключается в специфике проявления базальтового вулканизма по составу вулканитов и их петро- и геохимическим особенностям. Это, так же, как и литостратиграфия, подчеркивает относительную автономность развития отдельных гор – как стратиграфическую, так и петрологическую. Можно предположить, что эта относительная автономность обусловлена динамикой глубинного плавления отдельных мантийных участков цепи подводных гор – масштабами и относительными различиями глубины зарождения расплавов, и условиями их перемещения к поверхности, которые – эти условия – во многом могли определять и геодинамику, литогеодинамику становления на различных стадиях отдельных гор. В итоге, горы нанизаны на систему глубинной мантийной проницаемости, которая неоднородна, фрагментарна на своем протяжении, и именно эта фиксированная фрагментарность может определять, вскрытые бурением, стратиграфическую и петрологическую и, в общем, геодинамическую фрагментарность южной части Императорского хребта. Здесь следует подчеркнуть во многом роль глубинных петрогеодинамических процессов, определяющих историю развития этих структур.

Рейс 197. Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест.

Скв. 1203. Глубина 2593 м. Пробурено 300 м пелагических осадков. На глубине 457 м вскрыты базальты. Надбазальтовая пачка ранний – средний эоцен; песчано-глинистая пачка, перекрывающая вулканическое основание. Нанофоссильный мел преобладает, но появляются интервалы, обогащенные глиной, оксидами железа, пиритом и обломками органики. Постоянно присутствуют окислы железа (30 – 60%). Пачка 3b, непосредственно залегающая на вулканитах, представлена красными и коричневыми глинами. Драматическое увеличение гидроокислов железа – может быть обусловлено выветриванием пепловых слоев или вулканитов основания.

Скв. 1205. Район подводной горы Нинтоку, глубина – 1310 м. Гора Нинтоку занимает центральное положение в Императорской цепи вулканов. Структура симаунта – удлиненная вулканическая постройка с двумя хребтами юго-западного и юг-юго-западного направления, протягивающаяся на 100 км. Гора Нинтоку – скопление коалесцирующих вулканов в этой цепи, размещение которых контролируется степенью структурированности подстилающей литосферы океана. При этом система Нинтоку отчетливо изолирована от симаунта Йомейна на севере на расстоянии 100 км и на 200 км от симаунта Джингу, расположенного на юге. По материалам рейса 55 предполагалось, что симаунт Нинтоку проходил стадию атолла, окруженного рифами и банками, и интенсивным карбонатным интерьером перед проседанием и разрушением островов, располагавшихся ниже уровня эрозии. В дальнейшем предполагалось, что несколько небольших остатков вулканов перекрывались мелководными отложениями. Гора Нинтоку оставалось выше уровня моря достаточно долго, чтобы сделать плоской поверхность субаэральной эрозией и действием волн. Мелководное осадконакопление прекратилось вследствие опускания в палеоцене. Надбазальтовая пачка ранний эоцен (граница эоцен – палеоцен). Желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5-90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Вулканические обломки настолько сильно изменены, что протолит не определить.

Далее пробурены горизонты красных почв, указывающих на субаэральное выветривание между потоками лав. Базальтовое основание вскрыто в скв. 1204, 1204а и 1204в. Базальты датируются возрастом – поздний мел-кампан (71-76 млн. лет) по нанофоссилиям в осадках, непосредственно налегающих на базальты. Базальты делятся на две пачки - кластические осадки и потоки базальтовых лав, сложенных афировыми и оливин – плагиоклазовыми порфиоровыми базальтами. В скв. 1204 в примерно 53,4 м разделены на четыре пачки: пачка 1 – афировые базальты; пачки 2а-2d – секвенция базальт – диабаз афировых гиакластических лапиллиевых брекчий. Пачка 3 – афировые

базальты и пачка 4 – сложена известковистыми песчаниками. Нанофоссилии в пачке 4 того же возраста – 71-76 млн лет, что и вышележащих осадков. Лавы скв. 1204 интерпретируются как лавы паехое.

Скв. 1205А, пробурено 283. 2 м. Вскрыта последовательность субаэральных базальтовых лавовых потоков, чередующихся осадков и красных почв (160 м). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен – ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6-55,0 млн. л.). Три нанофоссильных горизонта залегают непосредственно выше базальтового основания, которое в скв. 1205А разделено на 30 литологических пачек, из которых 25 – лавовые потоки и 5 – красные почвы или песчаники. Каждый поток лавы перекрыт красной почвой или интенсивно выветрелым базальтом, в одном случае песчаником. Лавовые потоки выделялись по их выветрелой поверхности, горизонтам красных почв базальтовых брекчий. Выделено 11 горизонтов красных почв. Лавовые потоки подвергались субаэральному выветриванию. Многие потоки высокоминдалекаменные (до 50%) с размерами миндалин 1-10 мм. Красные почвы имеют мощность до 30 см, сложены гидроокислами железа, палагонитом, смектитом, развитым по вулканическому стеклу с фрагментами лав в различной степени изменения.

Скв. 1206. Подводная гора Коко расположена в крайней южной части Императорской цепи вулканов и представляет удлиненную вулканическую постройку в северо-запад-юго-восточном направлении. Основанием горы является система коалесцирующих вулканов, похожих на крупные постройки подобные симаунту Нинтоки. Гора Коко покрыта мощной шапкой карбонатных пород. На сейсмическом профиле постройка горы Коко полого поднимается на высоту 5000 м и представлена не покрытыми осадками вулканическими склонами и покрытым осадочным чехлом центральным поднятием с варьирующими глубинами от 500 до 1500 м. Площадь центрального плато около 59,800 кв. м, и гора Коко идентифицирована как гайот. Считается, что гора была зрелой карбонатной банкой или атоллом с округлой лагуной и рифами, окружающими террасы. Присутствие бриозоа, кораллов и оолитов указывает на тепловодную карбонатную экосистему. Мощность карбонатных отложений более 200 м указывает на то, что этот гайот оставался в этих мелководных условиях дольше, чем другие горы Императорского хребта. Вулканическая поверхность Коко оставалась выше уровня моря достаточно долго для того, чтобы выровнялась до плоской субаэральной эрозией и действиями волн. Отмечено присутствие глубоко выветрелых красно-коричневых поверхностей лавовых потоков, прослоев осадочных пород и базальных брекчий основания лавовых потоков, и резкое изменение миндалекаменности. Лавовые потоки представлены преимущественно оливин порфиоровыми и афировыми базальтами. Присутствуют прослои известняков, вулканокластических песчаников, ракушняков, красно-коричневых, глубоковыветрелых верхних частей лавовых потоков. Известняки с биокластами милиолидных фораминифер, песчаники и конгломераты, особенно в нижней части основания. Биокласты представлены милиолидными фораминиферами, миллиметровыми обломками кораллов, спикулами губок и двустворками. Изменение размера обломков, сортировка и биогенные компоненты свидетельствуют о прибрежном формировании осадков. Вулканические породы слагают 88% основания и подобны по составу магматической стадии Гавайских вулканов. Вулканиты разделены на 15 потоков с языками лав паехое, субаэральных базальтовых лав, гиалокластитовыми брекчиями, похожими на современные паехое лавы Гавайев. По химическому составу лавы скв. 1206 отнесены к толеитовым базальтам и только три из 20 образцов отнесены к щелочным базальтам, фиксируя смену щитовой и постщитовой стадий.

Кардинально от материалов рейса 55 отличаются материалы рейса 197, которые изначально определили задачу исследований, что обозначено в титульном названии рейса «Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест, 2001». Именно в таком методологическом ключе и построены выводные разделы материалов этого рейса. В основу этих выводных построений заложены преимущественно сведения о радиологических исследованиях, во многом определившие итоговые результаты, которые и обосновали вывод,

заранее заданный в титуле рейса. Здесь следует отметить лишь то, что радиологическому, равно так же, как и петро- и геохимическому изучению, подвергались вулканические породы, которые, как это свидетельствует из текста, приводимого авторами, преобразованы процессам наземного выветривания, которое, как давно известно, заметно меняют геохимические, равно так же, как, и радиологические характеристики изучаемых пород. Значительно меньшее внимание уделено авторами этого рейса, в отличие от авторов рейса 55, сведениям по геофизике, литостратиграфии, петрологии и пр. На примере этих двух сопоставляемых рейсов, выполнявшихся в равной мере высоко квалифицированным коллективом геологов, видны различия в методологии исследований – зависимых и независимых от концептуальных построений. Автор предоставляет возможность читателям этой работы самостоятельно проанализировать, сопоставить материалы исследований этих двух рейсов, разделенных многими десятилетиями, и самим оценить, насколько неконструктивными, на взгляд автора этой работы, оказываются концептуально зависимые построения.

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль.

Цепь подводных гор Луисвилль протяженностью около 4300 км, имеет возраст 80 млн. лет и по ряду особенностей сходна с цепью подводных гор Императорского, Гавайского хребтов. Лавы представлены преимущественно щелочными базальтами в основном щитовой стадии, контрастирующей с массивными толщами щитовой стадии Гавайских вулканов. Вулканическое основание в цепи подводных гор Луисвилль вскрыто в верхней части пяти гайотов в четырех скважинах.

В двух случаях скважины пробурены на крупных симаунтах, вблизи их флангов и еще в трех случаях бурение проведено в центре не крупных построек. В ряде скважин верхняя часть керна представлена илами мощностью от 6,6 до 13,5 м; в других скважинах (U1373, U1376) пелагические илы отсутствуют и керн, сначала представлен валунным («твердым») комплексом осадков. Во всех скважинах основная масса осадочного покрова представлена последовательностью вулканических песчаников, различных типов базальтовых брекчий или базальтовых конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками базальтов, тефрой, включая автобрекчированные потоки или пепериты. Пробурено также несколько интервалов известняков с присутствием прослоя рифовых водорослевых известняков мощностью 15 м в скв. U1276 на гайоте Бартон. Кроме того, несколько плотных пелагических известковых пачек были вскрыты бурением на других симаунтах, но там их мощность не превышала 30 см. В некоторых скважинах хребта Луисвилль разрезы показывали переход от субаэральных условий, в верхних частях вулканического основания, в субмаринные условия извержений; или же бурение вулканического основания сразу же вскрывало субмаринную вулканическую последовательность (скв. U1376, U1377 на гайотах Бартон и Гардар).

Скв. U1372. Глубина – 1957,6 м. Гайот Канопус – один из древнейших симаунтов Луисвилля с возрастом кампан –75-77 млн. лет. Эта вулканическая постройка состоит из двух вулканических центров и имеет длину 55 и ширину 15 км. Скв. U 1372 размещена на плоской вершине северного вулканического центра. Пробурено ≈ 15 м мягких пелагических осадков; далее 32 м базальтовой брекчии и грубообломочного конгломерата и 187 м – в изверженном основании. Вскрытая бурением последовательность вулканических и осадочных пород, покрывающая верхнюю часть конструктивной фазы симаунта (скв. U1372) – короткая субаэральная фаза, сменяющаяся последующим проседанием ниже уровня моря. Снизу вверх эта последовательность начинается гиалокластитами, свидетельствующими о субмаринном эксплозивном вулканизме щелочно-базальтового состава. Со временем вулканизм сменяется мелководно-морским и субаэральным, свидетельством чего являются окисленные красно-коричневые верхние части лавовых потоков и в большинстве лавовых потоков вверху

вулканического основания. Эрозионное несогласие обнаружено в верхней части вулканической постройки и выражено горизонтом базальтовых конгломератов, предположительно сформированных в прибрежной части вулканического острова, воздымавшегося в мелу над водной поверхностью. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (поздний кампан - ранний маастрихт). Эти брекчии формировались в неритовых или гемипелагических условиях и перекрываются, в свою очередь, с несогласием раннеплиоценовыми и голоценовыми фораминиферовыми илами, отлагавшимися в глубоководных пелагических условиях. Ниже осадочной последовательности пачек 1, 2 вскрыто 187 м вулканических пород, в которых отделена верхняя часть (83 м) лавовых потоков и нижняя (104 м), в основном, вулканических пород. Потоки верхней части разреза имеют пеперитовые верхние части – свидетельство взаимодействия лав и карбонатной «грязи», в то время как верхние части нижних (28,7 м) потоков имеют шлаковое строение. Окисленные верхние части лавовых потоков свидетельствуют об их субаэральном или очень мелководно-морском извержении.

Скв. 1374. Глубина – 1559,0 м. Гайот Ригил – один из древнейших симаунтов хребта Луисвилль с возрастом 73 млн. лет; на несколько млн лет моложе, чем гайоты Канопус и Осборн, и состоит из кластера двух гайотов и одной небольшой горы южнее. Лавовые потоки скв. U 1373 формировались в течение субаэрального периода «островной» фазы становления гайота Ригил. Снизу вверх разрез начинается с массивных лавовых потоков (22 м), за которыми следуют более тонкие потоки лавы, имеющие пеперитовые или брекчиевые поверхности. Очень маломощные осадочные слои перекрывают изверженное основание. Таким образом, седиментация была прервана извержением автобрекчированных лавовых потоков.

Конгломераты, брекчии и лавовые потоки – свидетельства «катастрофического» образования в позднюю стадию вулканизма. В скв. U1373 в отличие от скв. U1372 (гайот Канопус) и скв. U1374 на западном фланге гайота Ригил в скв. U1373 не сохранилось свидетельств его погружения. Отсутствуют мягкие пелагические осадки за исключением небольших образцов песчаной и гравийной размерности с остатками современных нанофоссилий и фауны. Это означает, что пелагические осадки, сформированные позднее мела, были удалены с плоской вершины поднятия сильными подводными океаническими течениями.

Скв. U1374 пробурена на гайоте Ригил, в пределах западной рифтовой зоны гайота в 10,3 км западнее скв. U1373 и западнее двух небольших, возможно постэрозионных ступеней на западной части вершины на глубине 1559,0 м. Пройдено 6,6 м песчанистого фораминиферового ила, затем 10,1 м осадочного покрова, содержащего консолидированные вулканические песчаники, тонкий слой известняка и сероватые базальтовые конгломераты. Далее пробурено 505 м изверженного основания. Так же, как и в скв. U1373 в скв. U1374, верхние осадки и вулканические образования являются частью субаэральной фазы жизненного цикла гайота Ригил, характеризующегося вулканизмом, сильной эрозией и седиментацией в мелководно-морских или береговых условиях. Восемь литофаций выделены в осадочном покрове и осадочных интервалах вулканического основания, которые позволяют характеризовать условия, существовавшие в месте заложения скв. U1374. Вулканическое основание ниже 116,45 м интерпретируется как субмаринные отложения склона океанического острова. Наиболее низкие по его разрезу содержащие фоссилии осадки – 291,27 м – коррелируются с условием обмеления острова, существовавшего на месте гайота Ригил. Интервал разреза более высокий. Он может быть интерпретирован условиями осадконакопления, варьирующими от мелководно – морских до субаэральных. Главная эрозионная поверхность присутствует в основании пачки 2 между вулканическим основанием и осадочным покровом и интерпретируется как результат эрозии и формирования плоской вершины гайота. Эрозионная поверхность перекрывается мелководно – морскими базальтовыми конгломератами (16,7-15,31 м), и

содержит интервал с железомарганцевыми корками (15,31-15,05 м). Возраст известняков пачки 2D – поздний кампан, интерпретируется как запись начального затопления (drowning) в маастрихте гайота Ригил. Вулканокластические осадки в верхней части известняков могут представлять запись постэрозионного вулканизма в наиболее позднем мелу, что подтверждает присутствие в этих отложениях фрагментов аммонитов. Следующий (недатированный) интервал (6,64 м) перекрывается плейстоценовым пелагическим илом. Это последнее несогласие представляет собой промежуток времени около 50 млн. лет и фиксируется перерывом в осадконакоплении - отсутствием осадков. Верхняя часть разреза скв. U1374 до 300 м – доминирующе красная или коричневая, свидетельствует об окислительных условиях субаэральных и переходных к мелководно - морским условиям. Ниже 370 м в разрезе – базальты, слабо и сильно измененные, преобладающе зеленых оттенков, указывающих на восстановительные условия, обусловленные более субмаринными условиями извержений. Серые и сравнительно неизменные базальты вскрыты в скв. U1374А.

Скв. U1376. Глубина – 1503 м. Гайот Бартон. Надбазальтовый горизонт между поздним мелом и миоценом – представляет древний осадочный покров гайота Бартон. Субпачка 2А (мощность 15,15 м) представлена мощным горизонтом известняка, сложенного многочисленными красными водорослями и средним количеством мелководно – морских фоссиллий. Этот интервал интерпретируется как водорослевый риф, развивающийся в мелководно-морских условиях в процессе погружения. Субпачка 2В (интервал 38,60-41,93 м) состоит из базальтового конгломерата с мелководно – морскими биокластами. Конгломерат был образован на вершине эрозионной поверхности и обозначает границу между осадочным покровом и нижележащим вулканическим основанием гайота Бартон. Моллюски, обнаруженные в субпачке 2В, могут указывать на ее позднемеловой возраст. В скв. U1376 на гайоте Бартон пробурено 140,9 м разреза базальтового основания, представленного последовательностью базальтовых брекчий, подушечных лав и потоков массивных лав. Снизу вверх разрез начинается базальтовыми брекчиями (13,1 м), но в интервале 166,5-167,2 м распространены высокопористые (миндалекаменные) афировые базальты. Следующие 31,7 м сложены гетеролитической брекчией с обломками оливин – порфириновых и афировых базальтов и тонкими потоками афировых базальтов. Верхняя часть этого интервала содержит высоко пористые фрагменты афировых и оливин – порфириновых окисленных базальтов, формировавшихся в период мелководного или субаэрального вулканизма. Верхние 17,35 м интервала 4, сложены брекчией оливин – порфириновых гиалокластитов, содержащих свежее стекло.

Детальное описание и изучение керна в скважинах рейса 330 вызвало некоторое удивление авторов описания керна, по поводу того, как образовывались вулканы хр Луисвилль. Несмотря на то, что эти плосковершинные гайоты однажды были вулканическими островами, подобно Гавайским островам и островом Пасхи, результаты бурения показали немногочисленные свидетельства субаэрального вулканизма. Тонкий осадочный покров, который ныне залегает на этих вулканах первоначально демонстрирует последовательность от мелководных до более глубоководных, субмаринных вулканических образованиях. Вулканы Луисвилля, таким образом, представляются небольшими островами или архипелагами островов.

Завершая рассмотрение материалов рейса 330, следует вначале систематизировать сведения по этому рейсу, приведенные в статье, опубликованной несколько позднее завершения работ по этому рейсу (Anthony A. P. Koppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 // Scientific Party Scientific Drilling, No. 15, March 2013 // doi:10.2204/iodp.sd.15.02.2013). Автор считает вполне оправданным привести перевод нескольких заключительных положений этой статьи. «В конечном счете, результаты бурения рейса. 330 обеспечивают следующий шаг в тестировании «фиксированной» гипотезы «горячих точек» и лучшего понимания крупномасштабных движений в мантии, которые происходят в течение продолжительных геологических интервалов развития Земли. Многие вопросы, по-прежнему, требуют ответа, и для этого потребуются «горы» бурения для понимания истории развития долгоживущих систем горячих точек (например, Китовый хребет,

расположенный в юго-восточной Атлантике). Такие более широкие наборы данных позволят рассмотреть возможность «истинного полярного блуждания», которые все еще часто противоречивы, и представляют собой, в значительной степени, непроверенную научную гипотезу».

Здесь следует отметить, что, несмотря на заранее заданный в титуле рейса геодинамический режим, у самих исследователей сохраняется некоторое сомнение по поводу полученных результатов, частично подтверждаемой, приводимыми в этой статье, и показанный далее рисунками из цитируемой статьи и комментариями к рисункам.

Пробуренные скважины: U1372 (Canopus Guyot), U1373 и U1374 (Rigil Guyot) и U1376 (Burton Guyot) представлены в упрощенном виде, чтобы подчеркнуть общую литологическую конструкцию подводных гор хребта Луисвилль. Выделены четыре литологические группы от ранних к более древним: (I) недавний пелагический ил; (II) более ранний осадочный чехол; (III) верхняя вулканическая последовательность, в которой преобладают массивные лавовые потоки и прослойки с вулканическими свойствами; и (IV) более ранняя вулканическая последовательность, характеризующаяся преимущественно вулканическими и гиалокластитами, редкими лавовыми потоками и субвертикальными дайками. Большая часть вулканитов в этих последовательностях отличает симаунты хребта Луисвилль от подводных гор Императорского хребта (Koppers et al, 2013).

Необходимо отметить, что сопоставление разрезов по различным скважинам (гайотам) показывает, что не все они развивались одинаково, если сопоставлять разные стадии развития отдельных гайотов. Это вытекает из сопоставления выделяемых литологических групп, часть которых или редуцирована, или вовсе выпадает из разреза по скважинам. Это в конечном счете позволяет полагать, что здесь, так же, как и в ранее пробуренных скважинах рейса 55, важное значение приобретают особенности вертикальных тектонических движений, регулирующих процессы и осадконакопления, и динамику тектонических движений – воздымания и погружения в процессе становления отдельных гайотов, нанизанных на линейную структуру глубинного заложения. При этом специфика развития состава вулканитов отдельных гайотов во многом определена динамикой, петрогеодинамикой плавления мантийного субстрата, которое происходит дифференцированно в каждой отдельной «точке - гайоте» этой линейной цепи асейсмичного хребта. Дифференцированный характер состава вулканитов отдельных гайотов хорошо виден на представленных, теми же авторами, петрохимических диаграммах. Смещение петрохимических составов базальтов в отдельных гайотах подчеркивает относительную независимость их становления, ранее отмеченную по своеобразию их литостратиграфии – состава и строения разрезов. И здесь, так же, как и в предыдущих рейсах, достаточно отчетливо проявляется первенство не столько горизонтальных перемещений «плиты» над горячей фиксированной точкой, сколько латеральное и временное своеобразие развития отдельных фрагментов асейсмичных хребтов, развитие которых, с учетом специфики их отдельных фрагментов, может определяться динамикой плавления, по-разному проявленного в отдельных звеньях этой цепи. И, соответственно, на основании анализа материалов глубинного бурения, проведенного как по концептуально независимой программе (рейс 55), так и по концептуально зависимым программам (рейсы 145 и 330), представляется, возможным, по-иному интерпретировать результаты этих работ, полагая, что базовым элементом развития асейсмичных хребтов может быть петрогеодинамический механизм, который включает дифференциацию процессов плавления и миграции расплавов из глубин. И этот же процесс определяет пространственно - временные особенности осадконакопления, в свою очередь определяемую плавлением мантийного субстрата, миграцией расплавов к поверхности. Таким образом, в соответствии с этими представлениями, триггерной для формирования линейной зоны проницаемости в океанической мантии является, возможно, существование латеральных неоднородностей, в среде которых происходит дифференцированное плавление мантийного субстрата. Это плавление, в свою очередь, может определять своеобразие тектонического режима осадконакопления, вулканизма и также дифференцированное, в пространстве и во времени, локальное становление отдельных структур этой цепи. Все, основанное на материалах глубинного бурения, позволяет иначе рассматривать процесс зарождения и становления

асейсмичных хребтов не в режиме геодинамического взаимодействия горячей точки и движущейся над ней плиты, а петрогеодинамическом режиме, в котором ведущим является процесс глубинного магмаобразования – дифференцированного плавления мантийного субстрата и определяющего влияния масштаба плавления и динамики перемещения расплавов на динамику – литогеодинамику процессов осадконакопления, и связанную с ней динамику вертикальных тектонических движений – воздымания и погружения – проседания.

Следует также отметить, что в рейсах, ориентированных на обоснование движения плиты над горячей точкой, в качестве одного из определяющих фактов, принимается радиологическая датировка вулканических пород, несмотря на то, что эти породы практически повсеместно подверглись экстенсивным изменениям – наземному в большинстве случаев выветриванию, которое кардинально меняет, и в том числе, результаты радиологических датировок. Отчего то в концептуально ориентированных рейсах очень слабо используются палеонтологические датировки, что выгодно отличает материалы рейса 55 от последующих концептуально ориентированных рейсов.

Рассматривая далее материалы рейса, нельзя не обратиться к петрохимическим материалам, приведенным в уже упомянутой статье (Anthony A. P. Koppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 //Scientific Party Scientific Drilling, No. 15, March 2013//doi:10. 2204/iodp. sd. 15. 02. 2013).

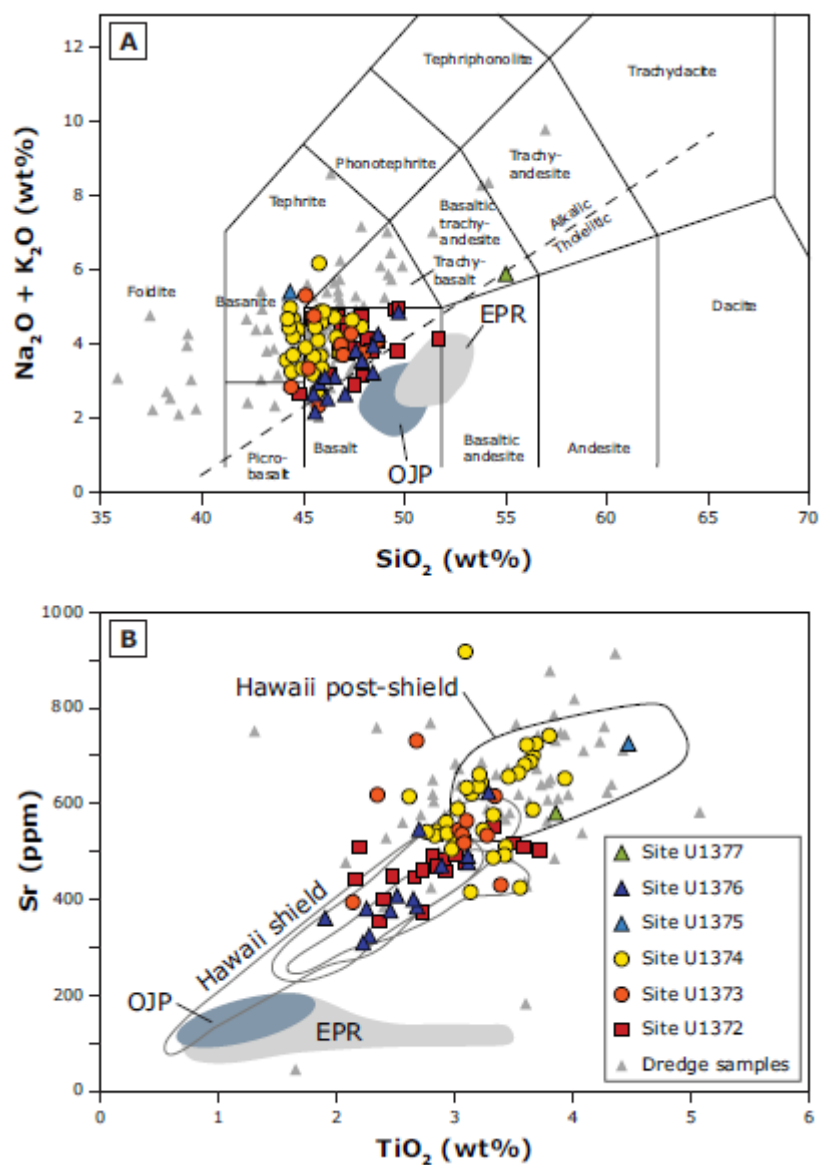


Рис. 1. 270. Компильция петрохимических данных. [A] Общее количество щелочей и двуокиси кремния с разделением щелочных и субщелочных (толеитовых) рядов, демонстрирующие отсутствие толеитовых пород в образцах хребта Луисвилль. [B] TiO_2 - Sr по сравнению с полями нескольких гавайских вулканов (в серо-черных очертаниях). Также показаны поля для южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (EPR) и плато Онтонг-Джава (OJP). (Koppers et al, 2013).

Принципиально важным следствием, приведенных петрохимических данных, является отчетливая констатация изменчивости петрографического и петрохимического состава изученных базальтов (см. рисунок). Все это плохо сочетается со стабильным режимом перемещения плиты над горячей точкой в силу того обстоятельства, что и петрографические, и петрохимические данные свидетельствуют о том, что и масштабы плавления, и состав выплавов в каждой отдельной точке – гайоте, цепи гайотов – асейсмичного хребта меняются заметно, равно так же, как и меняются, ранее отмечавшиеся, условия их осадконакопления и направленности тектонических движений. Такая фрагментарность всех перечисленных и совокупных процессов позволяет, автору работы, рассматривать их как проявление петрогеодинамики - создание линейной зоны проницаемости в мантии, и ее фрагментарное становление, и считать главенствующим в этом процессе механизм формирования глубинных выплавов и их перемещение в верхние горизонты коры – в данном случае коры океанов.

Аналогами хребта Луисвилль в восточной части Тихого океана могут быть линейные асейсмичные хребты и наиболее протяженный из них – около 1000 км хребет Пука Пука. Опубликовано значительное количество работ, касающихся проблем их происхождения. Для первоначального представления этой проблемы рассмотрим иллюстрированную аннотацию одной из таких работ.

Статья Дональда Форсайта и др. (2006) «Распределение современного вулканизма и морфология симаунтов и хребтов в области изучения GLIMPSE и применение для гипотезы литосферного растрескивания и для образования внутриплитных и «не горячих точек вулканических цепей.» (Forsyth, D. W., N. Harmon, D. S.

Scheirer, and R. A. Duncan (2006), Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: Implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non – hot spot volcanic chains, *J. Geophys. Res.*, 111, B11407, //doi:10.1029/2005JB004075»).

Авторами этой статьи, литосферное растрескивание (lithospheric cracking) рассматривается, как результат приложения удаленных напряжений или термоупругих напряжений в качестве механизма, ответственного за формирование внутриплитных вулканических хребтов Тихом океане, которые явно не образуются над неподвижными горячими точками. Как часть проекта «Gravity Lineations Intraplate Melting Petrology and Seismic Expedition (GLIMPSE)» исследования проведены на примере двух вулканических цепей к западу от Восточного Тихого поднятия, используя многоручевое эхо сканирование и гидролокатора со сканированием. Сонар с боковым сканированием показывает строение морского дна и указывает на недавние, без осадочного покрова, потоки лавы. В вулканическом комплексе Хоту Матуа, последние потоки и вулканические постройки распределены в области протяженностью 450 км и до

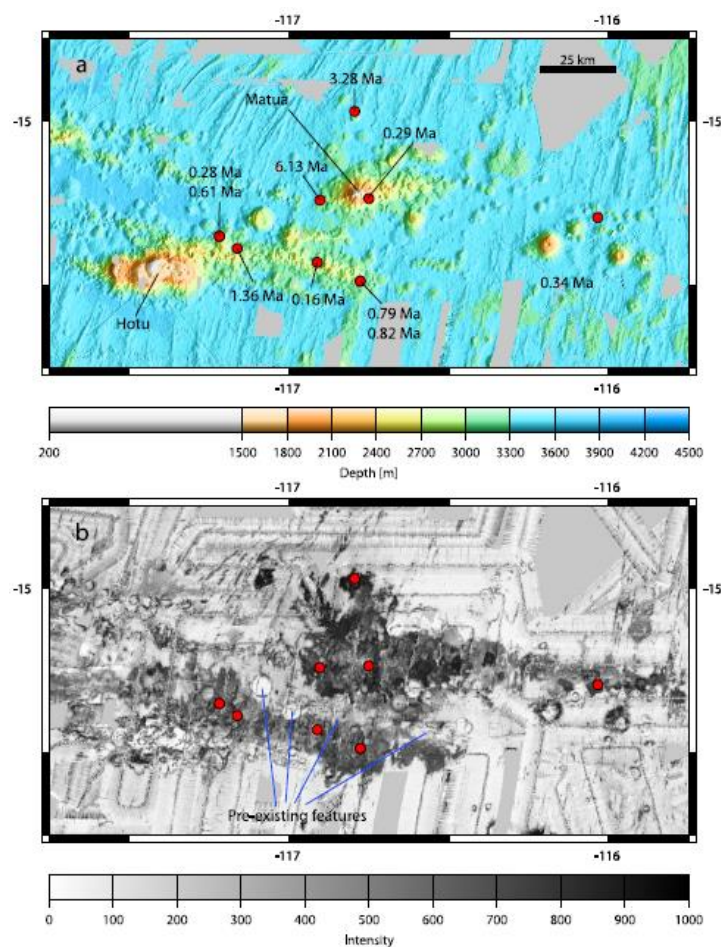


Рис. 1. 271. Батиметрия высокого разрешения (а) и сонар бокового обзора региона Хоту матуа (квадрат на рис 2). В Матуа доминируют простые конические особенности, в то время как в Хотуа объединяются четыре плоско вершинных вулканических центров. Показаны места драгирования и данные Ar/Ar , датировки, показанные красными точками (Forsyth et al., 2006).

65 км шириной, с явным, нерегулярным увеличением возраста вулканитов от более старых потоков на западе до более молодых на востоке. 550 километровой протяженности система – симаунт Саут Кросс – Сожурн хребет, Браун хребет – активна только недавно в восточной части вблизи Восточно – Тихоокеанского поднятия. Третий район недавних лавовых потоков расположен в 120 км севернее симаунта Саут Кросс в пределах океанского дна, условно датированного в 9 млн лет. Не имеется свидетельств расширения литосферы в форме разломов или грабенов параллельных простиранию вулканических цепей; обнаружено лишь распространение недавних лавовых потоков именно в этих местах. Термоэластическое растрескивание может быть фактором в образовании нескольких небольших, очень узких вулканических хребтов, но большая часть вулканической активности распространена в широких полосах без свидетельств образования вдоль узких трещин. Представляется, что формирование вулканических цепей Сожурн и Браун начинаются с распределения зон небольших симаунтов, которые впоследствии развиваются в сегментированные хребты, возможно под влиянием мембранных напряжений от самозагрузки. Линейные вулканические цепи создаются движущимися аномалиями плавления в астеносфере, и что литосферное растрескивание играет, в большинстве случаев, не последнюю роль.

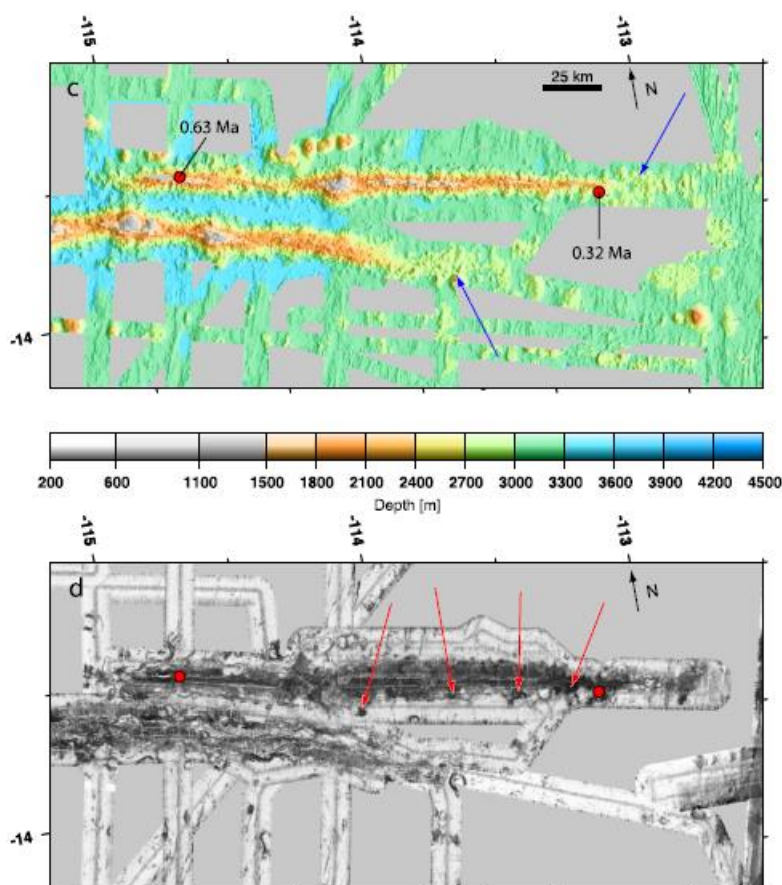


Рис. 1. 272. Батиметрия (а) и сонар бокового обзора (в) хребта Сожурн (квадрат D на рис. 2). Несколько отдельных хребтов различных на батиметрической схеме формируют эшелонированные его части. Показаны места драгирования и данные Ar/Ar, датировки, показанные красными точками (Forsyth et al., 2006).

Даже относительно узкие Соседние и Браунские хребты, Сожурн и Браун и, например, хребет Пука-Пука, по-видимому, развиваются из первоначального этапа плотно рассеянных подводных гор; позже они объединяются (коалесцируют), накапливаются в отдельные хребты, возможно, под влиянием стрессов от нагрузки пластины или другими напряжениями вдоль вулканической линии. Поскольку термоупругие напряжения не имеют зависимой ориентации, другие механизмы необходимы для создания ориентацией гребней хребтов. Маловероятно, чтобы пассивное давление равномерно распределенных, ранее существовавших, астеносферных расплавов, трещинами поставляло достаточное количество магмы для образования более крупных вулканических сооружений.

Даже относительно узкие Соседние и Браунские хребты, Сожурн и Браун, например, хребет Пука-Пука, по-видимому, развиваются из первоначального этапа плотно рассеянных подводных гор; позже они объединяются (коалесцируют), накапливаются в отдельные

хребты, возможно, под влиянием стрессов от нагрузки пластины или другими напряжениями вдоль вулканической линии. Поскольку термоупругие напряжения не имеют зависимой ориентации, другие механизмы необходимы для создания ориентацией гребней хребтов. Маловероятно, чтобы пассивное давление равномерно распределенных,

ранее существовавших астеносферных расплавов, трещинами поставляло достаточное количество магмы для образования более крупных вулканических сооружений.

1. 3. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП).

Рассматриваемая в последующем тексте глобальная структура Тихого океана требует вначале, перед демонстрацией материалов глубоководного бурения, ознакомить пользователя с основными особенностями геологического строения ВТП. Речь идет не столько о геологии ВТП, сколько о географии этой глобальной структуры, ознакомления с материалами ее геологического строения практически невозможно без понимания места этой структуры, о котором идет речь, при рассмотрении материалов бурения. Основами такого краткого очерка ВТП является работа Г.Б. Удинцева «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана» (1987), по материалам которой, в виде конспекта отдельных ее частей, и приводится необходимый очерк. Вначале приведем краткое определение ВТП по материалам Википедии: **«Восточно-Тихоокеанское поднятие – подводный срединно-океанический хребет в Тихом океане. Активная сейсмическая зона. Именуется поднятием (а не хребтом) из-за большой ширины и протяженности склона. Имеет вид широкого вала с узкой приподнятой гребневой зоной. Длина поднятия около 7600 км, ширина 850 км. Наивысшая точка остров Пасхи – 539 метров над уровнем океана. Глубины у подножия поднятия 3500 – 4000 метров. Минимальная глубина над гребнем – 732 метра. Отличается слабовыраженными рифтовыми долинами при участии в формировании рельефа зон поперечных разломов. В отличие от других срединно-океанических хребтов, ВТП смещен к восточной окраине океана. Вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия имеются гидротермальные источники и черные курильщики».**

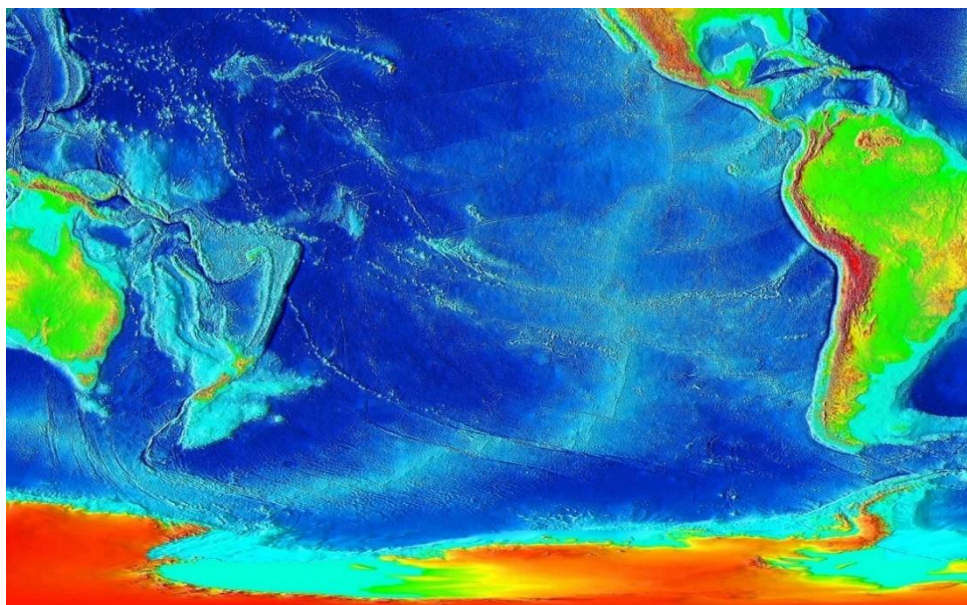


Рис. 1. 273 Восточно-Тихоокеанское поднятие на батиметрической карте Тихого океана (Википедия).

Далее приводим конспективную характеристику этой структуры, по уже упоминавшейся работе Б. Удинцева (1987). Восточно-Тихоокеанский хребет (поднятие) довольно четко делится по особенностям своей морфологии на три части: южную, от 60-й параллели ю. ш. до параллели 27° ю. ш. (параллель о-ва Пасхи), среднюю — от параллели о-ва Пасхи до экватора и северную (поднятие Альбатрос) — от экватора до м. Корриентес, т.е. до начала Калифорнийского залива.

Южная часть хребта имеет ширину от 600 до 500 миль. Осевая зона, оконтуренная изобатой 3000 м, имеет ширину около 100 миль. Глубины в осевой части хребта порядка 2400— 2500 м, но отдельные пики в районе между 60-й и 40-й параллелями ю. ш. поднимаются до глубин 732, 1614, 1394, 1509, 1507, 1966, 1447, 1560, 1523, 1604 м. К северу от 40-й параллели глубины над хребтом колеблются от 2000 до 2800 м. Поскольку подножия склонов

хребта на востоке и западе лежат на глубинах около 3700 м, то высота хребта над окружающими пространствами океанского ложа оказывается порядка 1700—900 м. Склоны хребта осложнены разломами, особенно четко выраженными на восточном склоне и имеющими вид глубоких разломных трещин. Существование разломов типа рифтов в осевой зоне хребта не совсем ясно, хотя местами обнаружены довольно широкие и неглубокие осевые депрессии. Соответствие их рифтовым долинам того типа, какой столь характерен для других срединно-океанических хребтов, остается проблематичным. Амплитуда расчленения рельефа на поверхности хребта порядка 100—300 м, но на этом фоне существуют отдельные пики высотой до 1000 м. Отмечается, что большая часть этих пиков располагается не на оси хребта, а несколько смещена от нее в сторону, на склоны. В районе о-ва Пасхи хребет суживается до 400—450 миль. Осевая зона хребта, оконтуриваемая изобатой 3000 м, вначале расширяется до 150 миль близ о-ва Пасхи, а затем сокращается до 90—120 миль. Изобата 3000 м замыкается в районе 120-го меридиана з. д. и лежащие далее к северу центральное и северное звенья хребта опущены глубже, так что осевая зона этих частей хребта оконтуривается уже изобатой 3500 м. Минимальные глубины над хребтом в области о-ва Пасхи равны в среднем 2300—2800 м,

Среднее звено Восточно-Тихоокеанского хребта в южной своей части обладает значительной шириной — до 800 миль. Подножия его склонов лежат на глубине около 4200 м. Изобата 3000 м оконтуривает лишь наиболее поднятые участки осевой зоны хребта, и в целом осевая зона, как уже отмечалось, оконтурена изобатой 3500 м и лежит на глубинах порядка 3100-3300 м. Высота хребта над ложем океана порядка 1700-1200 м. Амплитуда неровностей на поверхности хребта в среднем равна 200-300 м, а отдельные горные пики поднимаются над хребтом на 500-1000 м, например, г. Хелен (1929 м), горы с глубинами 1867, 15 (60, 1993, 1828 м. Неровности рельефа в осевой зоне хребта представляют собой узкие вытянутые гряды шириной около двух миль и 300-500 м высотой. Рифтовые долины вдоль оси хребта здесь отсутствуют.

В северной части на 5° ю. ш. среднее звено Восточно-Тихоокеанского хребта суживается до 300 миль, а на 3° ю. ш. даже до 100 миль на счет того, что на западном склоне поднятия под углом примерно 45° к простиранию склона располагается цепочка глубоких желобов, связанных, видимо, с зоной разлома Галапагосских о-вов. Глубины в этих желобах превышают 5000 м, а изобата 4000 м, оконтуривающая подножие склона хребта, отклоняется резко к востоку, имея простирание по азимуту 45°. В районе экватора Восточно-Тихоокеанский хребет примыкает к поднятию Галапагосских островов. Восточный: склон хребта здесь представляет собой почти горизонтальную поверхность, сохраняющую, впрочем, свойственный склонам хребта сложный рельеф. Западный склон хребта полого спускается до глубин порядка 4000 м и обладает типичным для срединно-океанических хребтов грядовым рельефом и сопутствующими ему линейными магнитными аномалиями.

К северу от Калифорнии продолжение мобильного внутриокеанического пояса Тихого океана лежит в пределах так называемой провинции Гряд и Желобов обладающая наиболее сложным рельефом. Осевая, рифтовая зона этого пояса прослеживается в двух горных хребтах – Горда и Хуан-де-Фука (иногда последний называют также-хребтом Горда), разделяемых зоной разлома Бланко. Хребты Горда и Хуан-де-Фука имеют типичный для срединно-океанических хребтов грядовый рельеф и что с осевой зоной этих хребтов совпадает пояс высокой сейсмической активности. Рельеф хребтов Горда и Хуан-де-Фука был детально исследован в ряде экспедиций. Эти исследования показали, что по своей морфологии и геофизическим характеристикам хребты эти действительно являются достаточно типичными для внутриокеанического мобильного пояса. Детальные исследования структуры осевого ущелья хребта Горда позволили установить, что это типичное рифтовое ущелье, ограничиваемое сбросовыми уступами и рифтовыми грядами. Оно чрезвычайно напоминает рифтовые ущелья Срединно-Атлантического и Срединно-Индоеокеанского хребтов. Также типичен для срединно-океанических хребтов разлом Бланко, по которому смещены структуры хребта Горда относительно структур хребта Хуан-де-Фука. Глубинное сейсмическое зондирование и гравиметрические исследования хребтов Горда, и Хуан-де-Фука обнаружили

структуру коры и верхней мантии, совершенно аналогичную со структурами других частей внутриокеанического мобильного пояса Тихого океана и Срединно-Атлантического и Срединно-Индоеокеанского хребтов. Здесь наблюдаются утонение «базальтового» слоя и подъем кровли верхней мантии». На этом заканчивается представление ВТП по материалам Г. Б. Удинцева (1987) и далее, как и прежде для Атлантического и Индийского океанов приводятся материалы описания разрезов керна скважин, пробуренных в пределах ВТП, начиная с его северной части.

1.3.1 Результаты бурения

Рейс 5. Северо-Восточная часть Тихого океана, 1969 McManus, D. A., et al., 1970, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume V. Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.5.1970

Скв. 32. К югу от зоны разлома Пионер, на продолжении конуса выноса Дельгадо. Глубина – 4758 м, проходка – 111,6 м Основание осадочного разреза: красные глины с цеолитами, в верхней части с частицами пепла, в основании нанофоссилии и доломитовые ромбы – верхний миоцен – нижний олигоцен. Вулканическое основание: измененные базальты.

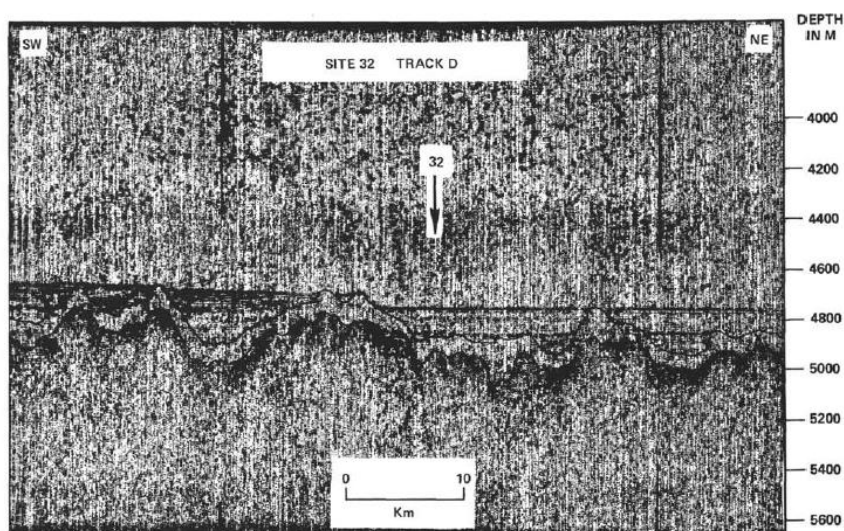


Рис. 1. 274. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 32.

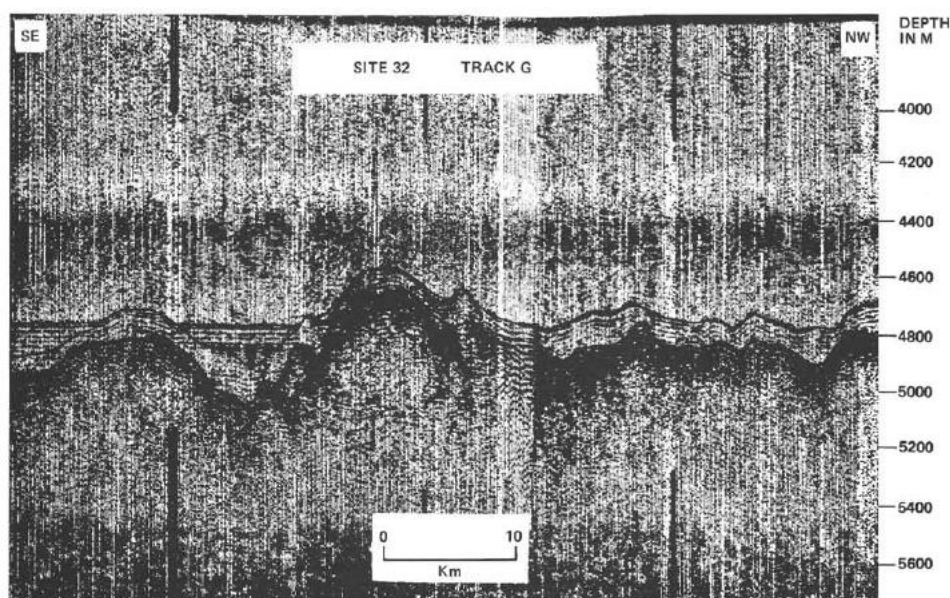


Рис. 1. 275. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 32.

В разрезе выделены следующие пачки:

Пачка 1 (интервал 0-90 м) – плейстоцен- верхний плиоцен – зеленовато-серые илы с кремнисто-илистыми фоссилиями в основании;

Пачка 2 (интервал 90-156 м) – нижний плиоцен - верхний миоцен – кремнисто-фоссильные илы;

Пачка 3 (интервал 156-176 м) – верхний - средний миоцен – палево-желтые кремнисто-фоссильные красные глины с карманами пепла;

Пачка 4 (интервал 176-214 м) – средний миоцен - нижний олигоцен – темно-коричневые и красные глины с цеолитами и ромбами доломита, нанофоссильные красные глины в основании;

Пачка 5 (интервал 214-217 м) – стекловатые миндалекаменные базальты с марганцевыми каймами.

В интервале 99-118 м в керне обнаружено переслаивание хорошо отсортированных песок, содержащий кварц, выветрелый полевой шпат и железомagneзиальные минералы. В керне 8 (интервал 166-176 м) вскрыты бледно-желтые кремнисто-фоссильные красные глины с «карманами» вулканического пепла и скоплениями вулканического стекла в основании. На глубине 180 м красные глины приобретают коричневый цвет. Вулканический пепел переслаивается с красными глинами (кern 11, интервал 194-203 м). В основании керна 12 (интервал 210-212 м) вскрыты тонкие слои измененного пепла; ниже 190 м в них увеличивается количество цеолитов. В интервале 210-212 м красные глины непосредственно контактируют с базальтовым основанием. Красные глины с ромбами доломита перекрывают основание. Фрагменты базальтов (частично измененное стекло с микроминдалинами) (интервалы от 212 до 215 м) окаймлены глиной (палагонит). В раннем олигоцене формировались нанофоссильные красные глины и, позднее, цеолитовые красные глины.

Скв. 35 находится в трог Есканаба – срединной долине хребта Горда Восточно-Тихоокеанского поднятия – эквиваленте медианной долины САХ. Здесь глубина 3200 м, трог шириной около 18 км окаймлен хребтами высотой 200-400 м выше основания трога. Основание трога заполнено высоко деформированными осадками. Более мощные и менее дислоцированные отложения расположены в западной и восточной, более погруженных частей хребта. Все вскрытые отложения пачек 1-6 датируются плейстоценом.

Пачка 1 – (интервал 10-48 м) - илы с фрагментами неритовой и пресноводной флоры.

Пачка 2 – (интервал 79-107) м – темно-серые среднезернистые глинистые пески с плейстоценовыми окаменелостями в формах неритовых и пресноводных – главное турбидитовое событие в трог.

Пачка 3 – (интервал 107-128 м) – илы с прослоями турбидитовых песков.

Пачка 4 – 128-156 м – алевритистые пески и илы с градационной ритмичной полосчатостью, с резкими контактами илов и песков – продуктов отложения турбидитовых течений.

Пачка 5 – (интервал 256-371 м) – чередование плотных илов и алевритистых илов с прослоями песков, с пятнами карбонатного состава.

Пачка 6 – (интервал 371-390 м) – илы и алевритистые пески с карбонатными конкрециями.

Скв. 36 расположена в 200 км западнее от оси хребта и скв. 35. Глубина 3273 м.

Подводные фото показывают, что дно покрыто марганцевыми конкрециями. Основание - пачка 9 – (интервал 111-115 м) – пыльно-желтые красные глины – средний миоцен, выше которых нанофоссильные илы – средний-верхний миоцен - нижний олигоцен. Из разреза выпадает поздний миоцен. Выше несогласия переработанный третичный нанопланктон. Пачки 4 – (интервал 6 – 75-99 м) – нанофоссильные илы с прослоями вулканического пепла. Пачка 3 – (интервал 25-75 м) – нижний плиоцен – илы с прослоями пепла. Пачка 2 – (интервал 21-25 м) – известковистые илы с прослоями фораминифер – нанофоссильных илов. Пачка 1 – (интервал 0-21 м) – плейстоцен – фораминиферо-нанофоссильные илы.

Скв. 41. Находится между зонами разломов Молокаи и Кларин. Скважина расположена в районе распространения абиссальных холмов субмеридионального простирания высотой 80-150 м, на склоне абиссального холма. Глубина – 5339 м, проходка – 33 м. Основание осадочного разреза – радиоляриевые илы – верхний эоцен – средний миоцен.

Вулканическое основание: гальки (pebbles) измененных по периферии базальтов. Цеолитовые красные

глины преобладают в интервале мощностью 18 м. Цвет радиоляриевых илов – коричневый; радиолярии составляют 80-90% осадка, присутствуют также гематит и гидроокислы железа. Красные глины переслаиваются с илами. В качестве основания вскрыты 8 небольших округлых галек стекловатых базальтов с периферической каймой (гало), сложенной гидроокислами железа и марганца.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), 1977 Rosendahl, B. R., Hekinian, R., et al., 1980. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 54: Washington (U. S. Government Printing Office)

//doi:10. 2973/dsdp. proc. 54. 1980/

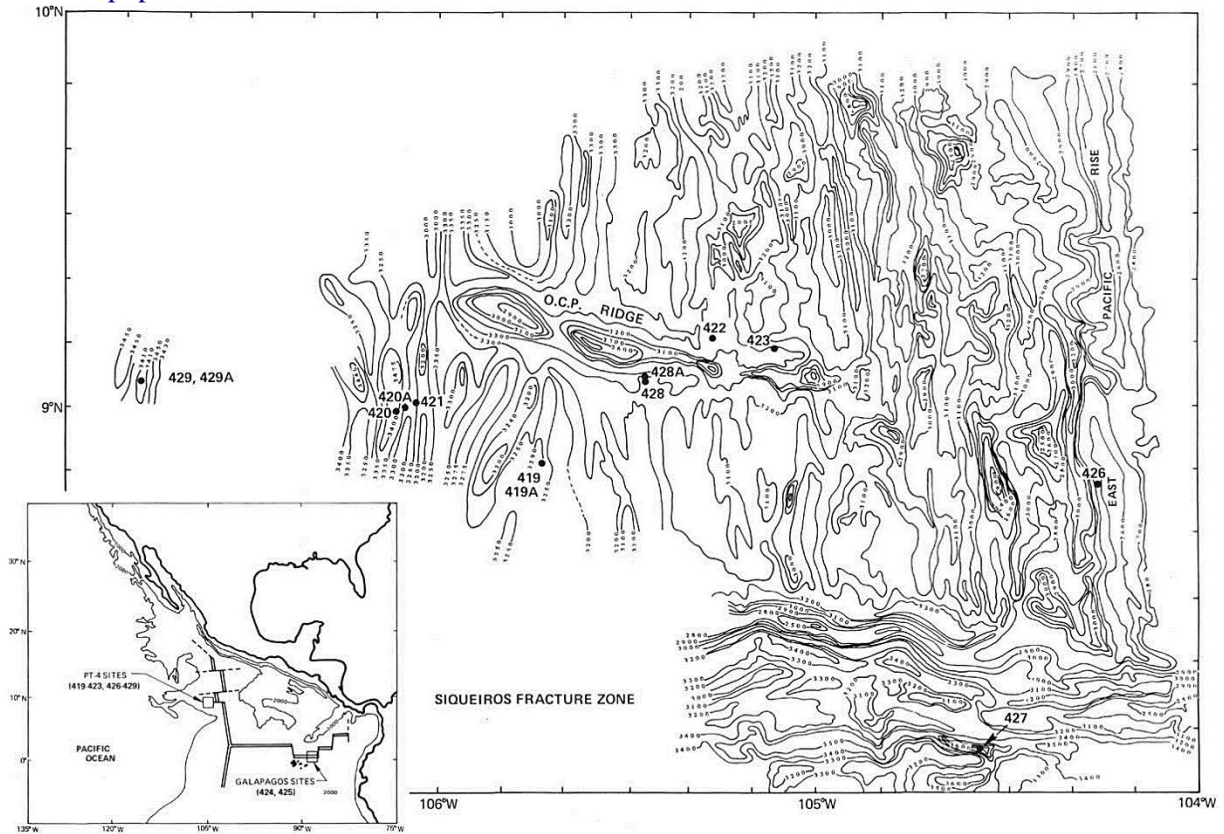


Рис. 1. 276. Батиметрия района разлома Сикейрос и размещение скважин рейса 54.

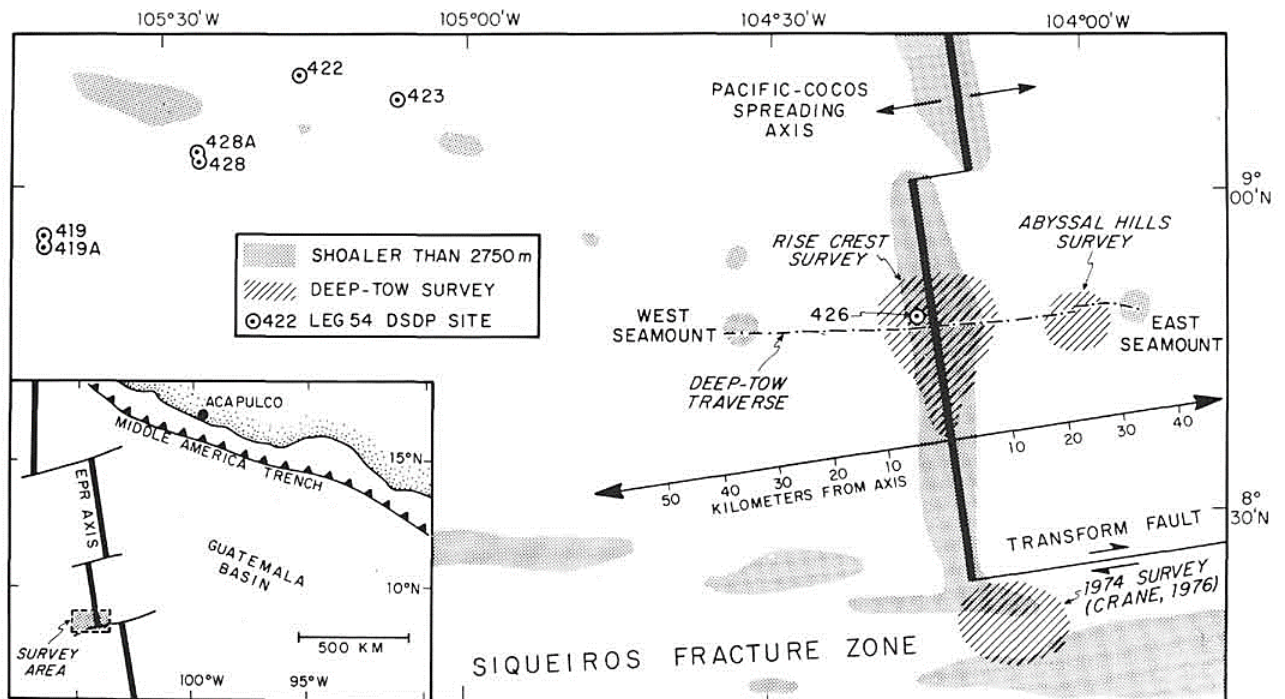


Рис. 1. 277. Размещение скважин рейса 54 и областей глубоководной фотосъемки (косая штриховка). Контур глубины 2750 м осевой части ВТП, хребтов вдоль разлома Сикейрос и гор на флангах ВТП (серое). Положение изученной площади на врезке внизу слева.

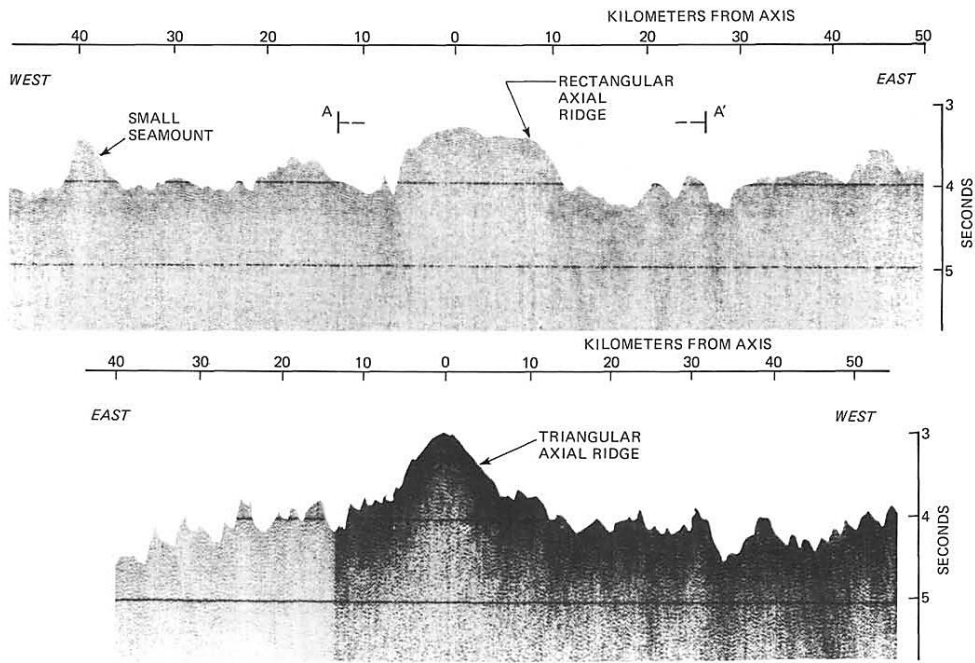


Рис. 1. 278. Поперечные профили ВПП. Верхний $8^{\circ}45' N$ показан на следующем рис, показывающий необычное угловатое сечение оси хребта. Нижний $9^{\circ}20' N$, показывает более обычное очертания, хотя осевой хребет несколько шире, чем в пределах большей части ВПП.

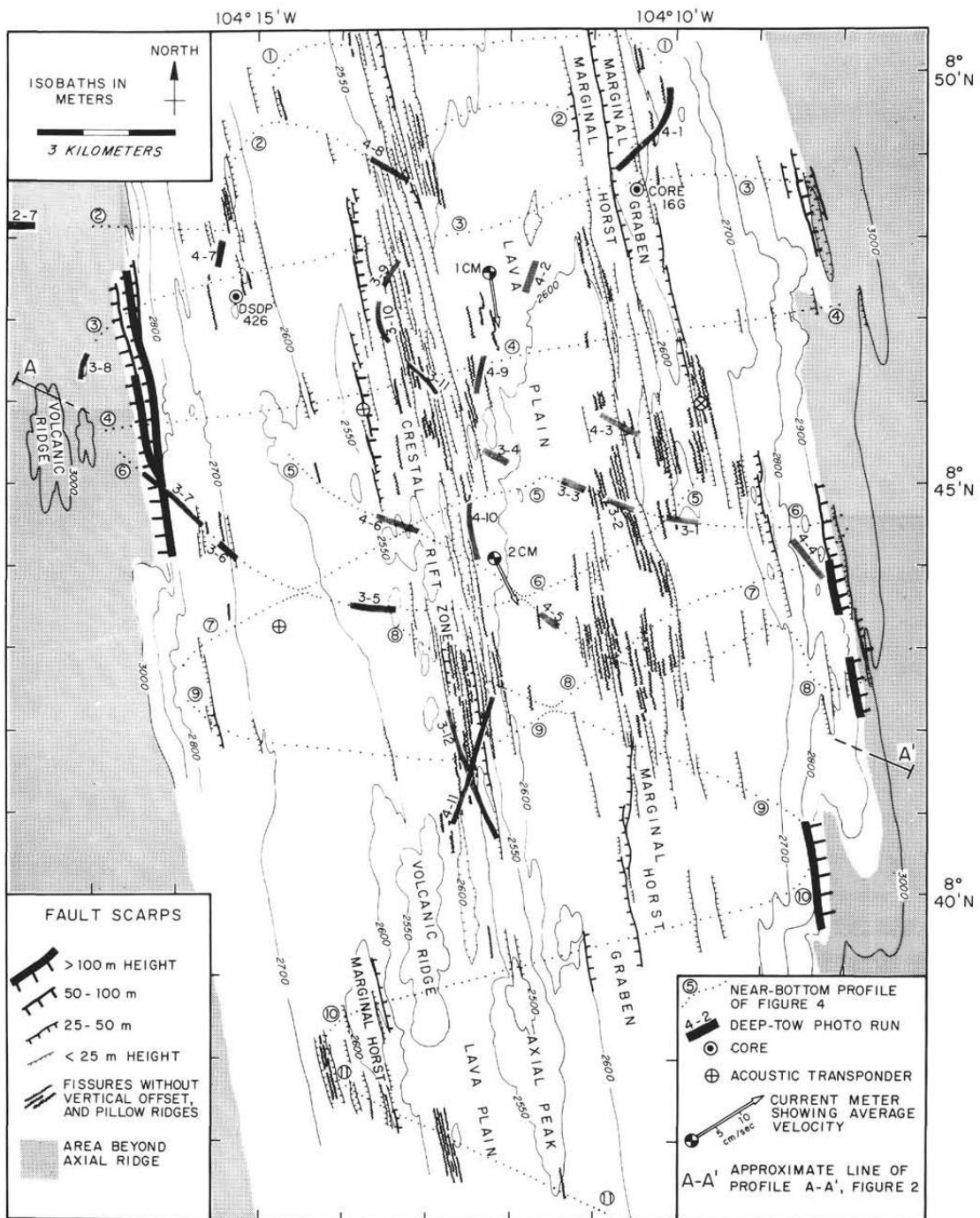


Рис. 1. 279. Размещение мест глубоководной фотосъемки осевой части хребта ВПП. Точечные линии показывают положение треков фотосъемок используемых для построения профилей (см. след рисунок). Условные во врезках: слева, сверху вниз: разломный уступы более 100 м, 50-100 м, 25-50 м, менее 25 м.; трещины близ вертикального перемещения и подушечные хребты, области вне осевого хребта. Справа сверху вниз: 5- придонный профиль (см. след рис) А – 2 - путь глубоководной съемки, кружок – скважина, кружок с крестиком - акустический транспондер, стрелка – скорость течений в метрах. А – примерное положение профиля на предыдущем рисунке.

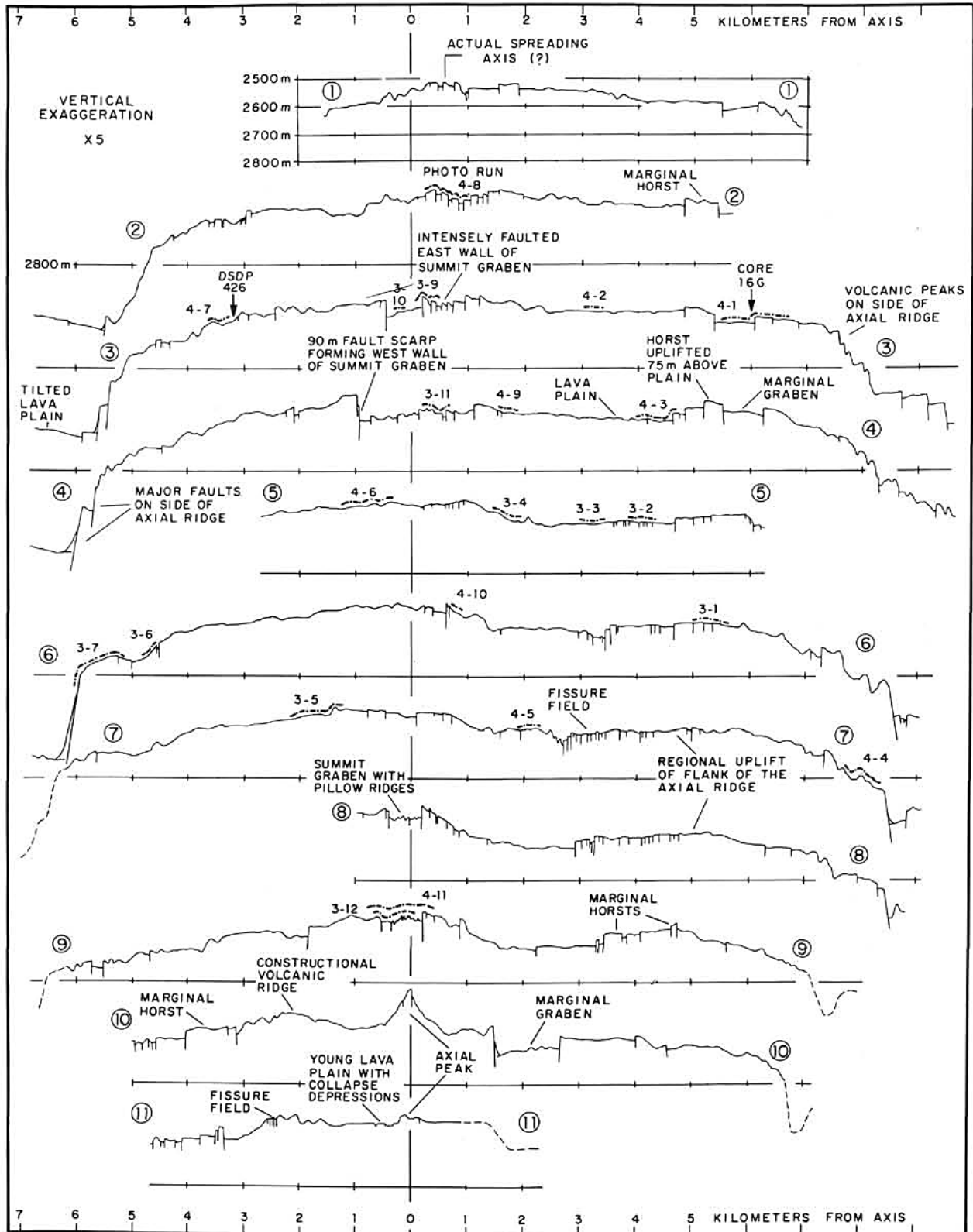


Рис. 1. 280. Поперечные профили осевого хребта, основанные на данных около донного экзосонирования вдоль трек, показанных на предыдущем рисунке. Все профили выведены на уровень глубины 2800 м. Ось спрединга на отметке «0» от оси, хотя севернее эта ось может быть смещена на несколько сотен метров восточнее. Читать пояснения (англ.) на рисунках 1-11.

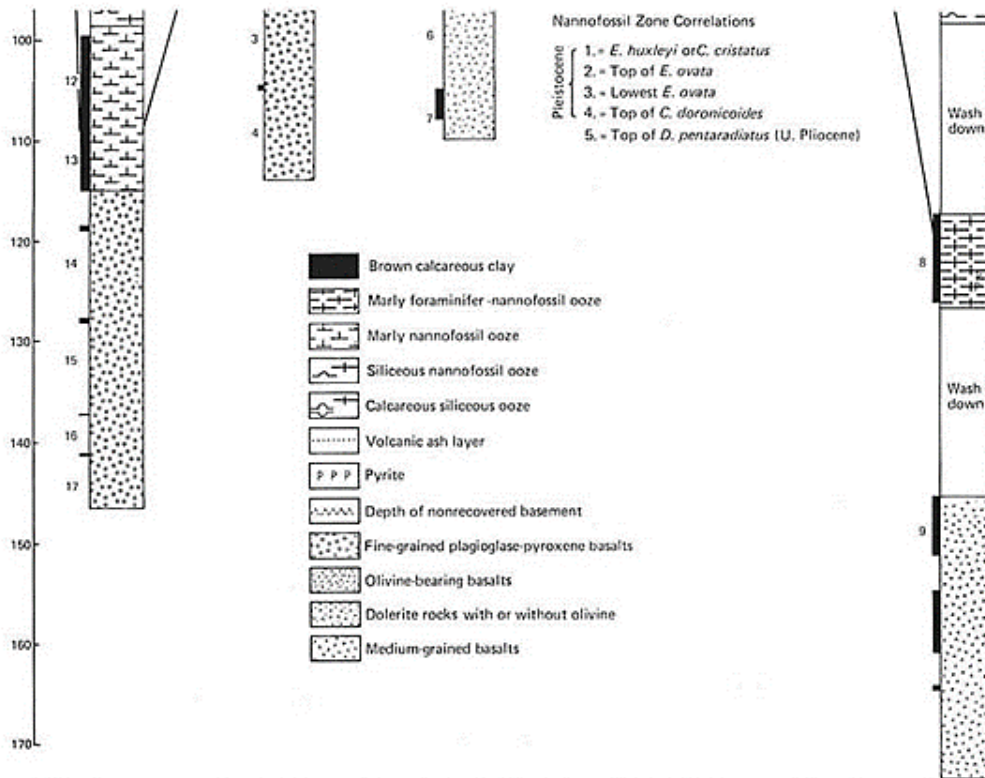
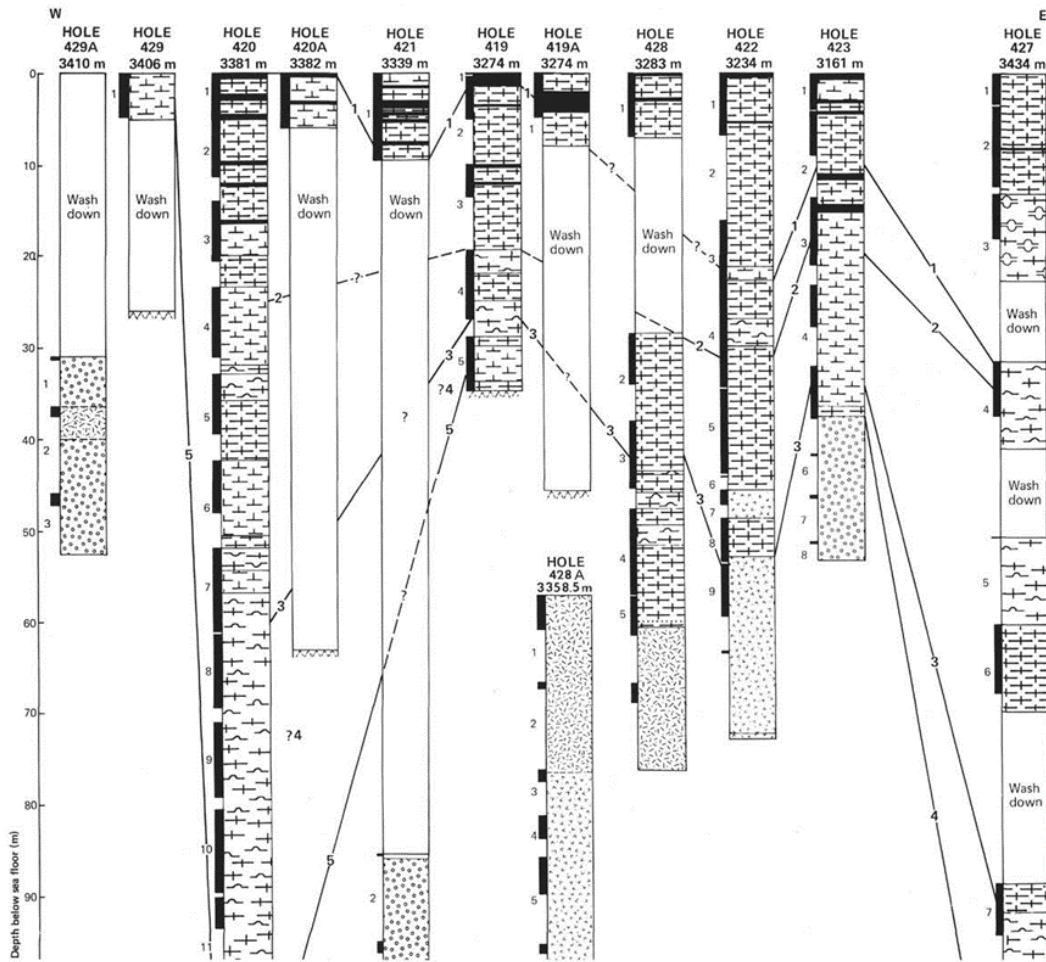


Рис. 1. 281. Разрезы по скважинам рейса 54. Условные обозначения сверху вниз: коричневый известковистый ил; мергелистый фораминифер нанофоссильный ил; мергелистый нанофоссильный ил; кремнистый нанофоссильный ил; известковистый кремнистый ил; слой вулканического пепла; пирит; глубина не перекрытого основания; мелкозернистый флогопит, пироксеновый базальт, оливиновый базальт, долериты без оливина, среднезернистый базальт.

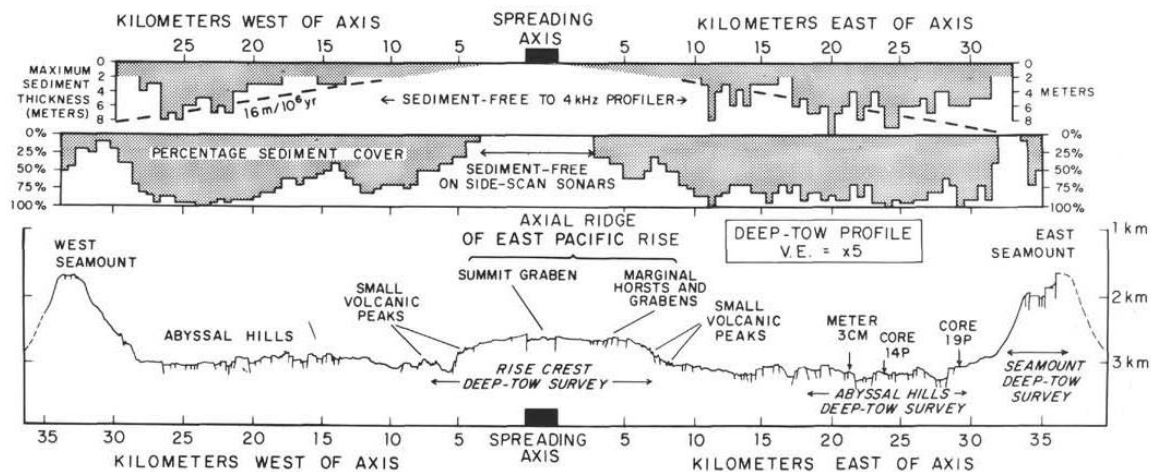


Рис. 1. 282. Поперечный профиль ВТП около $8^{\circ}45'N$ основанный на околдонных акустических данных. Верхняя панель показывает максимум мощности осадков (мощность на каждые 500 м пересечения), за исключением осадков менее 2 м мощности. Процент морского дна, порытого осадками установлен по записи сонара бокового обзора. (side-scan sonar records).

Скв. 419. Глубина – 3290 м; осадочные породы основания – верхний плиоцен;

Скв. 420. Глубина - 3404 м; осадочные породы основания – плиоцен;

Скв. 421. Глубина - 3342 м; осадочные породы основания – плейстоцен;

Скв. 422. Глубина - 3250 м; осадочные породы основания – плейстоцен;

Скв. 423. Глубина – 3161 м; осадочные породы основания – плейстоцен;

Скв. 427. Глубина – 3848 м; осадочные породы основания – плейстоцен;

Скв. 428. Восточно-Тихоокеанское поднятие, в 126 км к западу от осевой зоны. Глубина – 3274 м; осадочные породы основания – 1. 2-18 млн. лет;

Скв. 429. Глубина – 3426 м; Древнейшие осадочные породы: мергелистые илы, прослой известковых глин – плейстоцен- верхний плиоцен.

В скважинах рейса 54 осадки представлены не сплошным покровом, заполняют локальные депрессии (топографические) среди обнажений изверженных пород. Осадки образуются путем локальной эрозии вулканогенного основания и плохо коррелируются между собой в силу различия скоростей и направлений течения.

Осадки, на площади пробуренных скважин – плиоцен-квартер – фораминифер-нанофоссильные илы и коричневые карбонатные глины. Последние распространены как прослой в верхней части большинства скважин. Фораминиферы показывают эффекты сильного селективного растворения. Без карбонатная фракция богата железом, присутствует монтмориллонит, который частично образуется из измененного базальта.

Накопление осадков происходило в осадочных бассейнах путем переотложения из окружающих поднятий в топографических депрессиях - в тех участках, где небольшие осадочные бассейны расположены на удалении от хребтов и осадки, должно быть, были охвачены течениями из соседних, низкоуровневых, практически голых, обнаженных пород.

Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения В скв. с 419 по 423 и 427 по 429 богаты окаменелостями. Преобладают кокколиты и фораминиферы, кремнистые диатомовые водоросли, силикофлагелляты и радиолярии. Фитолиты, кремнистые окаменелости из наземных растений, довольно распространены в скважинах Сикейрос и почти отсутствует в скважинах Галапагосских островов. Установлены тропические зоны для всех микрофоссильных групп. Планктонные фораминиферные сообщества являются тропическими. Самые мощные отложения были вскрыты в скв. 420 (119 м) и 427 (146 м) и состоят из известковых и кремнистых микрофоссильных

(нанофосфилы, фораминиферы, радиолярии, диатомовые водоросли, силикофлагелляты, опаловые фитолиты и др.) илов с незначительным количеством глины и вулканического стекла,

Литология осадочных пород скв. 419, 420, 422, 423, 427 и 428.

Осадки во всех скважинах преимущественно биогенные, иногда образуют аномальные депрессии. Наиболее мощные толщи в скв. 420 (119 м) и 427 (146 м). Осадки содержат нанофоссилии, фораминиферы, радиолярии, диатомовые силикофлагелляты, опаловые фитолиты и др., различные глинистые фракции, вулканическое стекло, следы пирита и железомарганцевых оксидов.

Группы осадков:

I. Преобладающе известковистые: **A** – главный тип – нанофоссильный ил; цвет – палево-коричневый и серый в зависимости от присутствия Fe-Mn окислов. Состав: нанофоссилии (40 – 70%); фораминиферы (10 – 30%), радиолярии (0 – 10%), глина (5 – 25%), спикулы, стекло и Fe-Mn окислы. **B** – нанофоссильный ил – палево-желто-зеленый; состав: нанофоссилии (60 – 85%), фораминиферы (5 – 20%); диатомовые (до 5%); спикулы, стекло, Fe-Mn оксиды. **C** – нанофоссильный ил – оливково-коричневый (80 см в скв. 422).

II. Средне- и преобладающе кремнистые. **A** – главный тип, кремнистый нанофоссильный ил многочислен в скв. 420, 427, 428; только тонкие прослой в скв. 422 и 423. Зеленоватые оттенки; состав: нанофоссилии (55 – 70%); радиолярии (5-20%); диатомовые (до 20 %); фораминиферы (5 – 10%); глина до 10 %, следы спикул, стекло, пирит и окислы железа. К этой же группе относятся радиоляриевые нанофоссильные и известковистые кремнистые илы; в последних палево-желто-серая окраска и присутствие lamelley Fe-Mn оксидов, распределенных по керну равномерно.

III. Значительно обогащенные глиной. **A**. Известковистые глины (от нескольких сантиметров до метра), чередуются со всеми осадками преимущественно в верхней части всех скважин. Цвет темно-красно-коричневый, коричневый. Состав: глина (35 – 60%); фораминиферы (15-20%), нанофоссилии (20 -55%); радиолярии (до 10 %); различные количества Fe-Mn оксидов (до 10% в скв. 420 и 427, 15-25% – в скв. 420, 421, 422, 423); стекло, спикулы и диатомеи. Другой тип – известковистый фораминиферово-нанофоссильный ил – наиболее проявлен в скв. 428 и 427; здесь глина присутствует в количестве 15-30%. В скв. 428 присутствует слой вулканического песка (15 см), состоящий из коричневого стекла (70%), плагиоклаза (20%); рудных минералов (10%) и радиолярий. В формировании осадков выделяются две ключевые проблемы: 1) роль глубины карбонатной компенсации; 2) роль процессов, добавляющих в осадки глины и Fe-Mn гидроокислы.

Литология и петрография изверженных пород

В скважинах 420, 421, 423, 422 – базальты похожи петрографически, – афировые, стекловатые. Большинство базальтов свежие, но имеют отличительную темную кайму изменения по внешнему обрамлению многих образцов (кусков). Весьма характерна «фрагментарная природа» этих базальтов. В скв. 429 базальты более изменены, чем в других скважинах, стекло замещено смектитом с гидроокислами железа. Отмечается присутствие миндалин.

Скв. 422 и 428 пробурены на противоположных сторонах хребта. Базальты массивные; в скв. 422 разделены слоем известковистых осадков 3.5-4.0 м. Обнаружены одиночные валуны стекловатых базальтов. Изменения в базальтах этих скважин различны. В скв. 422 два образца имеют периферические каймы изменения. Миндалины (1-2%) заполнены кальцитом и темно-красным минералом (глина и гидроокислы железа). Поверхности трещин заполнены тонким слоем глинистого минерала (селадонит) и гидроокислами железа.

В скв. 428 эти изменения более глубокие, проникающие. Оливин частично или нацело замещен смектитом (желто-зеленым). Миндалины (1-2%) заполнены коричневым или желто-зеленым смектитами и гидроокислами

железа. Наиболее интенсивны изменения в скв. 428А-5, где глины и гидроокислы железа замещают и стекло, и минералы основной массы.

В зоне разлома Сикейрос пробурена скв. 427. Вскрыты средне- и мелкозернистые миндалекаменные базальты, с крупными миндалинами в верхней части. Цвет основной массы базальтов – темно-красно-коричневый. В целом, изменения, пробуренных в пределах ВТП базальтов, ограничены корками (мощностью 1 – 3 см). Не обнаружены высокотемпературные (гидротермальные) изменения. В этом же томе имеется статья Сьюзен Хэмфрис и др. «Выветривание базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия спредингового центра Галапагос», где рассмотрены минералогические и геохимические изменения в течение ранних стадий выветривания базальтов. Геохимическое сопоставление выветрелых кайм и свежих базальтов выявило увеличение в каймах содержания K_2O и Rb, отношения Fe_2O_3/FeO и слабое уменьшение CaO.

Распределение базальтов в регионе Сикейрос можно рассматривать в трех основных тектонических ассоциациях: 1) фланги и гребень ВТП, где преобладают (но не исключительны) кварц-нормативные, толеитовые ферробазальты на участках скважин 420, 421 и 423 и 426); 2) в зоне трансформного разлома Сикейрос, где распространены оливин-плагиоклазовые базальты и ферробазальты на гребне поднятия, (скв 427); и 3) подводные горы и хребты, где базальты менее обеднены K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , легкими редкоземельными элементами и $87Sr / 86Sr$ (скв. 428).

Придонными наблюдениями в Восточно-Тихоокеанском поднятии, в полосе протяженностью 24 км вблизи скважин рейса 54 установлен осевой хребет шириной от 12 до 15 км, представляющий собой лавовое плато, ограниченное пологими склонами высотой около 300 м, осложненными местами крупными, обращенными к внешней стороне плато, разломными обнажениями. Плато рассечено асимметричной шириной 1-2 км осевой рифтовой зоной с грабенами, подушечными стенами и осевыми пиками с дайковыми инъекциями и трещинными излияниями

Около 900 участков придонных фото с прилегающих частей плато показали, что верхи океанической коры сложены несколькими типами подушечных и канатных лав. Канатные лавы более многочисленны в этом осевом поднятии чем в других низко- и высоко спрединговых хребтах. На удалении 2 км от оси большая часть плато фрагментарно покрыта осадками; значительная часть поверхности сложена обломочным материалом, осложнена разломами и трещинами. В окраинных частях плато вторичный вулканизм проявлен в виде субокруглых пиков и частично окружен разломными склонами, сформированными на плато и его окраинах. Другие снимки, выполненные подводным аппаратом, показали наличие молодых абиссальных холмов, расположенных в 20-30 км восточнее спрединговой оси. Закартированы высоко линейные террейны неактивных горстов и грабенов. Они ограничены распространением, обращенных на внутреннюю и - в зоне шириной 1-20 км от оси - внешнюю сторону нормальными разломами.

Осадки, изученные в осевом поднятии и на его флангах, представлены смесью известковистых илов металлизированных обособлений, которые могли быть перераспределены течениями со скоростью 9 см/сек.

Изучению подверглись минералогические и геохимические изменения, происходившие на ранней стадии выветривания в двух сериях базальтов из ВТП и из области распространения гидротермальной грязи вблизи Галапагосского спредингового центра. Наблюдались две различные по составу группы смектитов: разности, обогащенные FeO и K_2O , типы, обогащенные MgO, тесно связанные с сапонитом, а также промежуточные разновидности. Другие вторичные минералы представлены карбонатом, обогащенным марганцем, гидроокислами железа и, изредка, пиритом. Геохимическое сопоставление выветрелых кайм и свежей части индивидуальных образцов показывает увеличение содержания K_2O и Rb, и величины отношения Fe_2O_3/FeO и слабое уменьшение

содержания СаО в выветрелых каймах несмотря на то, что содержание воды в них часто менее 1%. Похожие процессы выветривания проявлены в обеих сериях пород. Подчеркивается, что гидротермальные изменения охватывают только незначительную часть океанической коры, в то время как низкотемпературные реакции изменяют значительные объемы базальтов, и гидротермальные изменения могут маскировать низкотемпературные изменения. Главный тип изменений базальтов рейса 54 – образование смектитов. Не приводятся сведения о температуре их образования, но отсутствие цеолитов и хлоритов позволяет считать, что эти изменения происходили в условиях низких температур и в окислительных условиях. Если эти смектиты типичны для ранних стадий низкотемпературного выветривания базальтов, это может показывать, что химические вариации состава базальтов изначально не важны.

Свежие стекловатые пикритовые базальты были драгированы в трансформном разломе Сикейрос вблизи его пересечения с ВТП. Анализ свежего стекла из периферии подушечной лавы показывает, что базальты являются наиболее примитивными среди базальтов восточной Пацифики. Содержание MgO в стекле составляет 11.3%. Вариации состава пикритов обусловлены содержаниями оливина (Fe 89-86) и шпинели. Оливиновые сферулиты многочисленны в краевых частях стекловатых кайм. Ортопироксен (бронзит) и плагиоклаз в виде кристаллитов и сферулитов также растут вблизи краевых частей подушек. Фенокристы включают стекло более примитивное, чем базальты. Фракционирование оливина и шпинели может производить менее примитивные, оливин содержащие, толеиты, обнаруженные в этой области, которые могут обуславливать переходы к многочисленным ферробазальтам, посредством кристаллизационной дифференциации.

Обогащенные оливином базальты с магнезиальными стеклами, подобные обнаруженным пикритам, являются, возможно, исходными для толеитов ВТП. Широкое распространение ферробазальтов и других базальтов продуктов фракционирования, извергавшихся в осевой части ВТП, позволяет предполагать, что они формировались в верхней части магматического резервуара, в то время как пикриты формировались на более глубоких уровнях в секущих зонах разломов.

Скв. 424, 425. Бурение в пределах Галапагосского рифта.

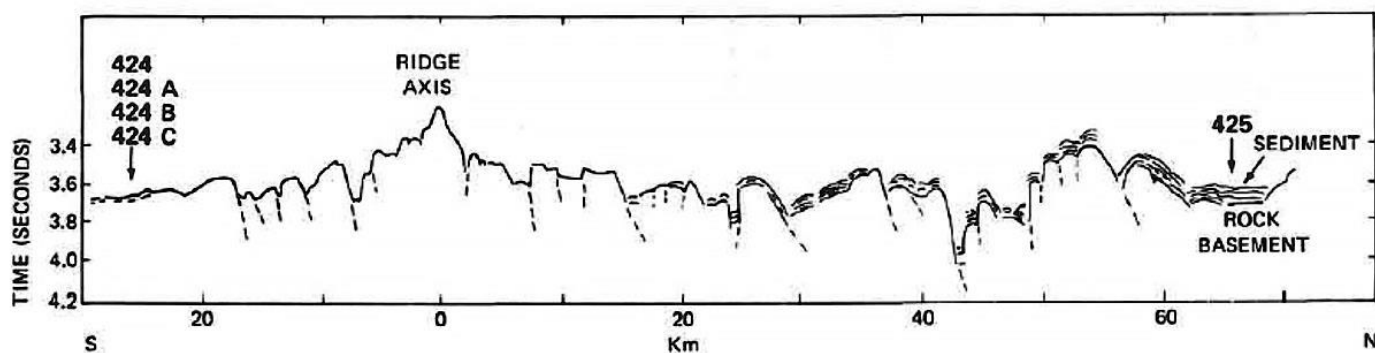


Рис. 1. 283. Интерпретация сейсмического профиля между скважинами 424-425, показывающая разломно – блоковую структуру и распределение осадков на фланге оси Галапагосского рифта. Штриховые линии – экстраполяция разломов в основании с учетом поверхностной топографии.

Скв. 425. Глубина – 2685 м. Основание осадочного разреза – плейстоцен – железомagneзиальные осадки, чередующиеся с нанофоссильно-фораминиферовыми илами. Скважины расположены в 62 км севернее Галапагосского срединного центра, в осадках, заполняющих топографические депрессии. Пробурено 81,5 м осадков. Сев. 424 – две скважины пробурены на холме, покрытом 30-сантиметровым слоем нанофоссильно-фораминиферовых илов, перекрывающих пятнадцатиметровую толщу железомagneзиальных осадков, в свою очередь, перекрывающих 16 м нанофоссильно-фораминиферовых илов.

В скв. 425 значительное количество фрагментов базальтов характеризуется наличием следов выветривания

на их поверхности. Свежие поверхности сравнительно редки, за исключением массивных долеритов, которые находятся внутри отдельных потоков. Поверхности выветривания покрыты тонкой неровной коркой коричневых аморфных оксидов, карбонатов, палево-голубовато-зеленым смектитом. Около 1 см базальтов, примыкающих к этим поверхностям выветривания, имеют желтоватый, иногда более темный цвет. Каймы выветривания различимы на поверхностях раскола. Миндалины, присутствующие в каймах, заполнены аморфными оксидами, карбонатом и цеолитом. В более глубокой части скважины присутствуют небольшие жилки с пиритом и халькопиритом, количество которых увеличивается с глубиной. Совершенно свежие стекла очень редки, стекловатый мезостази замещен смектитом и минералами глин.

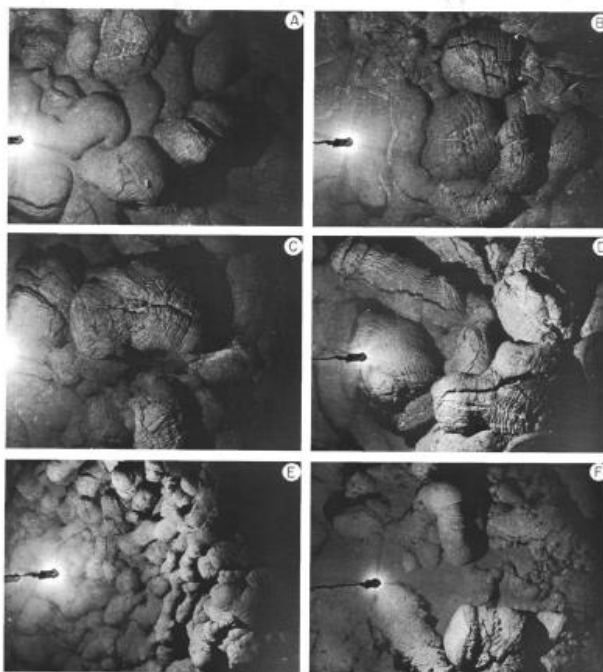


Рис. 1. 284. Подводные фото (см рис. 54. 5). Площадь - 4x5 м – все остальные фото примерно того же размера). Фото А – D - свежие пузырьчатые и удлиненные подушки в осевой части пика (участок 3-12). Фото Е. - небольшого диаметра подушки, удлиненные на пологом склоне, пересекающем северную часть участка 3-12; Фото F - удлиненные и пузырьчатые подушки, присыпанные осадками в северной части грабена.

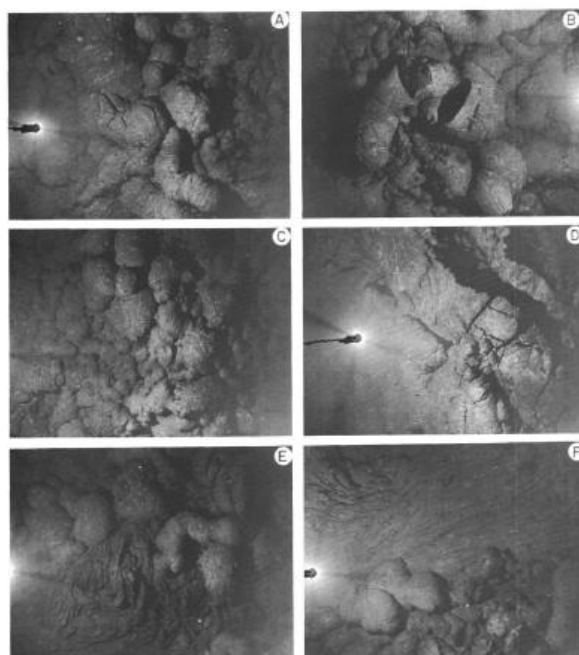


Рис. 1. 285. Лавовые потоки во внутренней части базальтового плато (фото профиля 3-5). В - trap-door подушки, D - приразломный tumulus - шлаковый купол - вулкан, Е и F - морщинистые (wrinkled) пахоехое и застывшие лавовые реки среди подушечных базальтов.

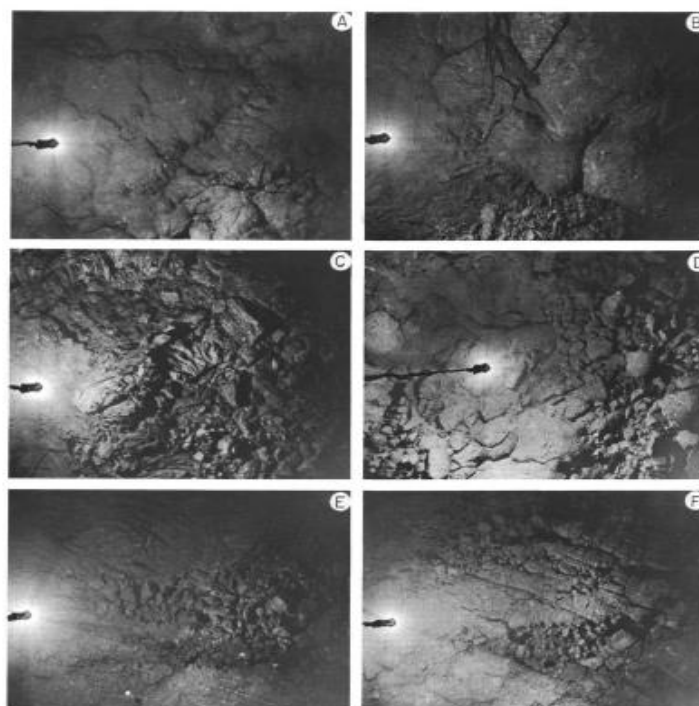


Рис. 1. 286. Поверхности молодых склоновых лавовых потоков вблизи краин осевой рифтовой зоны. Фото **A, D, C** (северное окончание профиля 3-12) показывают переходы от уплощенных подушек к слабым паехое; фото **E и F** - показывают уплощенные потоки, автобрекчированные вдоль угловатых контракционных трещин.

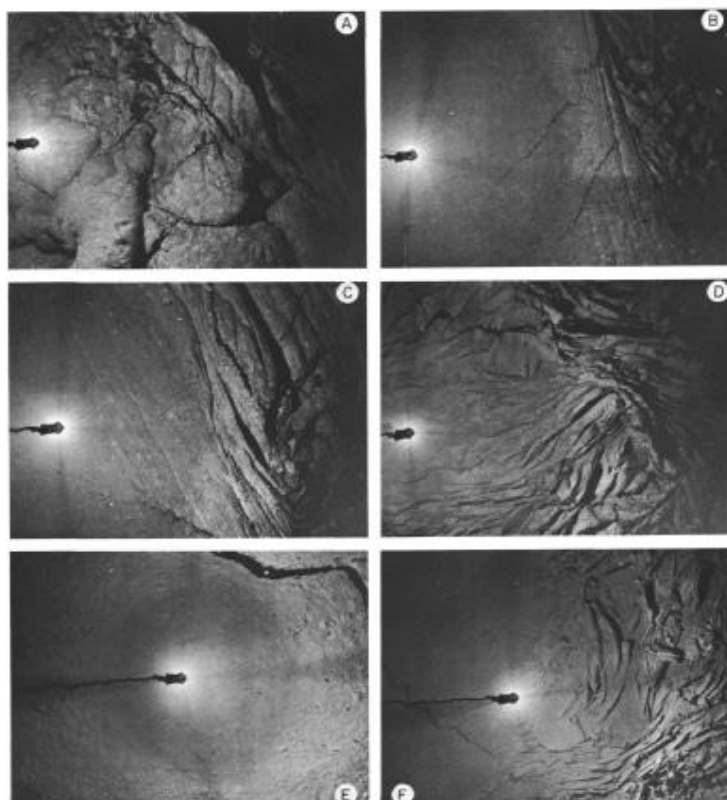


Рис. 1. 287. Пластинчатые лавы с переходами к плоским подушечным (**A**) включающие smooth (гладкие) и wrinkled (морщинистые) паехое из основания грабена. **A-C** показывают очень свежие лавы, запыленные осадками. Отметим рудиментарные лавовые завитки на **B**. **C D E** – подобные типы лав далее к северу от осевой рифтовой зоны, где лавы покрыты осадками.

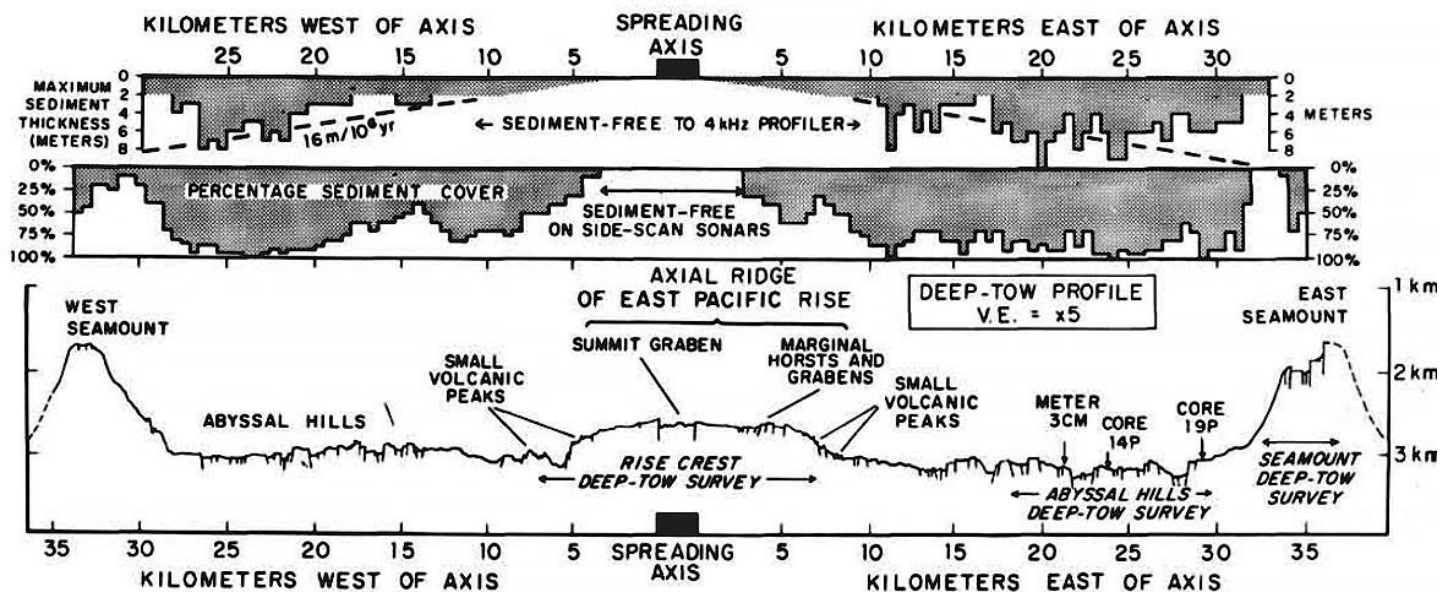


Рис. 1. 288. Поперечный профиль Восточно-Тихоокеанского поднятия вблизи $8^{\circ} 45'$. Верхняя панель показывает максимумы мощности осадков не менее 2 м. Процент покрытия дна осадками, установленный по наблюдениям ГЛБО.

Рейс 92. Юго-восточная часть Тихого океана, 1986. Leinen, M., Rea, D. K., et al., Init. Repts. DSDP, 92: Washington (U. S. Govt. Printing Office). //doi:10. 2973/dsdp. proc. 92. 1986.

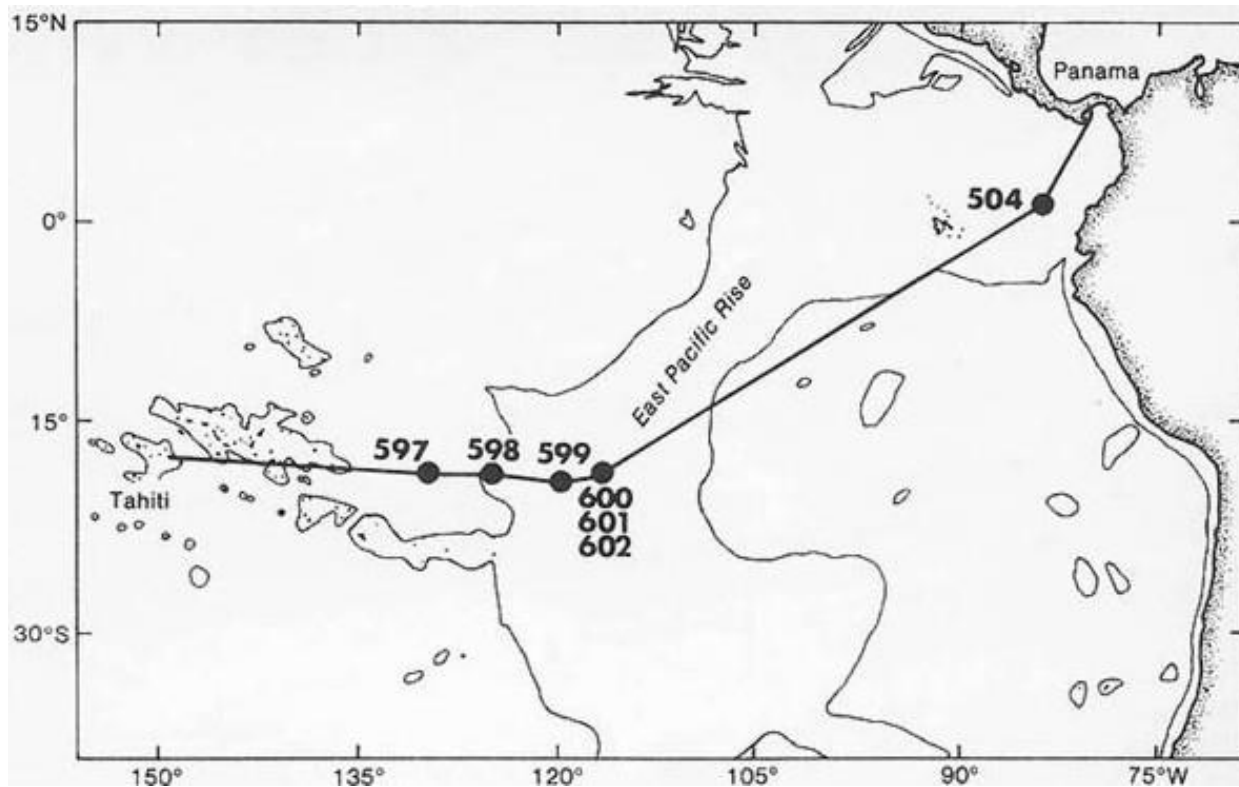


Рис. 1. 289. Карта размещения скважин рейса 92.

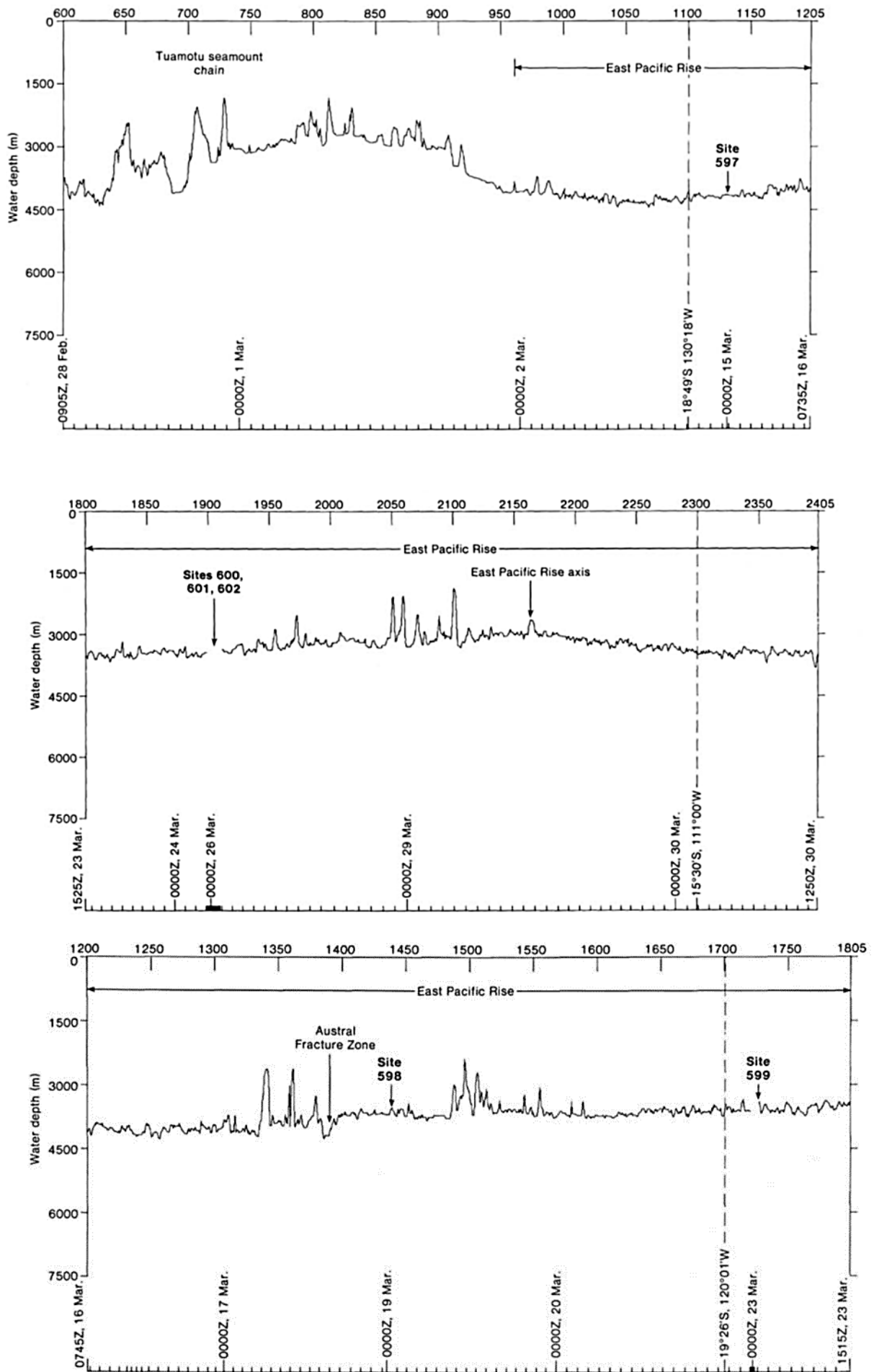


Рис. 1. 290. Серия батиметрических профилей с отражением размещения скважин рейса 92.

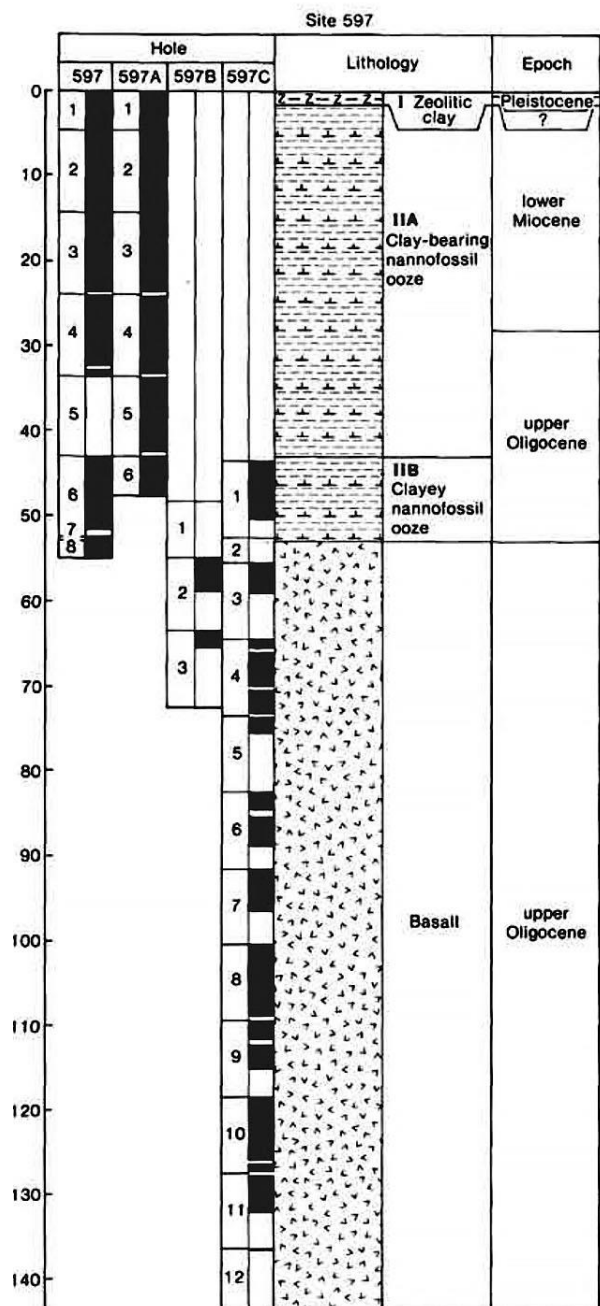


Рис. 1. 291. Разрез по скв. 597.

Скв. 597. Пробурены скважины: **597, 597А, 597В, 597С.** Глубина: скв. 597 – 4176.5 м; скв. 597А – 4.172 м; скв. 597В – 4172.6 м; скв. 597С – 4160 м. Древнейшие осадочные породы: скв. 597 – глинистый наннофоссильный ил – верхний олигоцен; скв. 597А – то же; скв. 597В – не изучено; скв. 597С – не изучено. Основание: в скв. 597 – базальтовый обломочный слой.

скв. 597А – базальтовый обломочный слой с брекчией базальтового стекла;

скв. 597В – измененный миндалекаменный базальт.

скв. 597С – базальт.

Пачка 1 – (интервал 0-1.4 м) – плейстоцен - средний миоцен – темно-коричневая глина

Пачка 2а – средний миоцен- поздний олигоцен – глинистых наннофоссильных илов имеет желтую до красной окраску, обусловленную присутствием гидроокислов железа, количество которых и интенсивность окраски возрастает с глубиной. Очень редко встречаются остатки рыб и микронодули. Базальтовый детрит более обычен в нижних 2 и 5 метрах. В 2,5 метрах выше базальтового основания встречается обломочный материал базальтового состава песчаного размера. Пачка 2а содержит 75-90% известковистых наннофоссилий; в пачке 2в (базальные 10 м) количество глины и гидроокислов железа быстро увеличивается, составляя более 50% осадка.

Базальтовое основание вскрыто в 4 скважинах – небольшие фрагменты скв. 597 и 597А, короткое сечение скв. 597В и 48.48 м в скв. 597С. В скв. 597 – получено два метра фрагментов пород (около 5 см); все обломки афировые миндалекаменные, демонстрируют сферолитовые текстуры и окислительное выветривание. Эти породы подобны породам, вскрытым в скважинах 597В и 597С.

Скв. 597А – 25 см обломков пород – брекчия базальтового стекла – угловатые обломки (2 см) свежего базальта, покрытого 2 мм – коркой палагонита. Матрикс розового и белого цвета содержит филлипсит, кальцит и гидроокислы железа.

Скв. 597В – вскрыто 5,4 м – массивных базальтов – миндалекаменных и трещиноватых. Окислительные изменения захватывают 2/3 пород и характеризуются появлением арагонита, кальцита, филлипсита, гидроокислов железа, коричневого смектита в жилах, в миндалинах и в базальте.

Скв. 597С – пробурено 48 м миндалекаменных массивных базальтов. Интенсивность изменений уменьшается с глубиной, возможно, как результат уменьшения миндалекаменности и трещиноватости. Интенсивность изменений трех стадий (смектит содержащих) и особо третьей стадии (окислительной) значительно выше в верхней части сечения (керн).

Скв. 599. Глубина – 3664 м; проходка – 40,8 м.

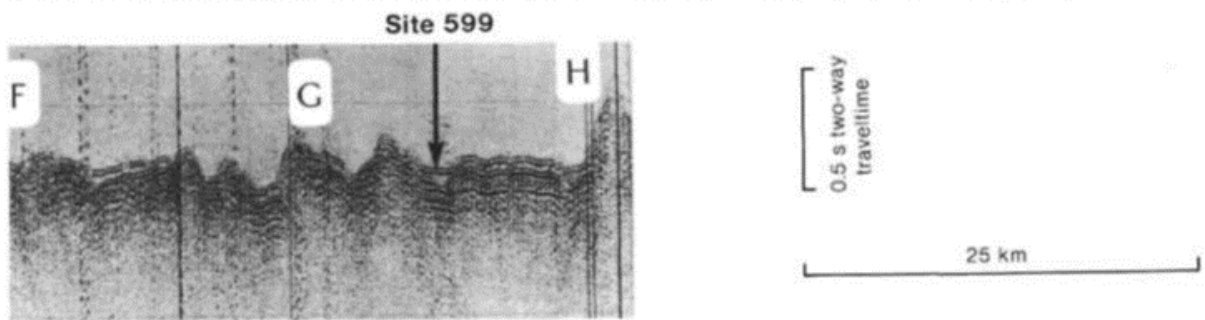
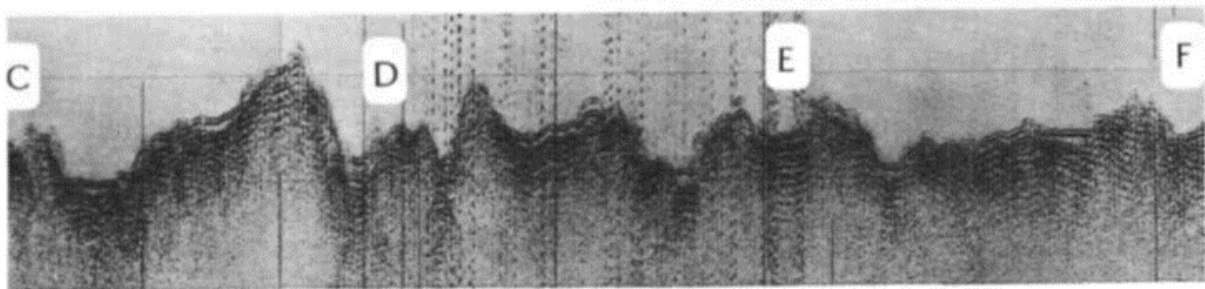
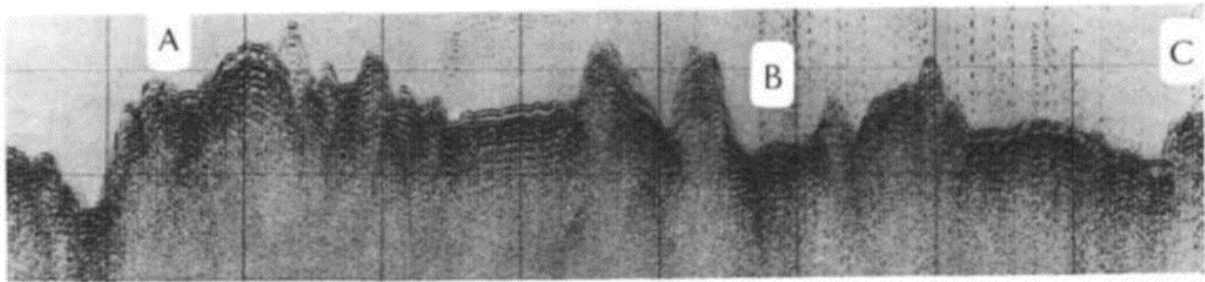
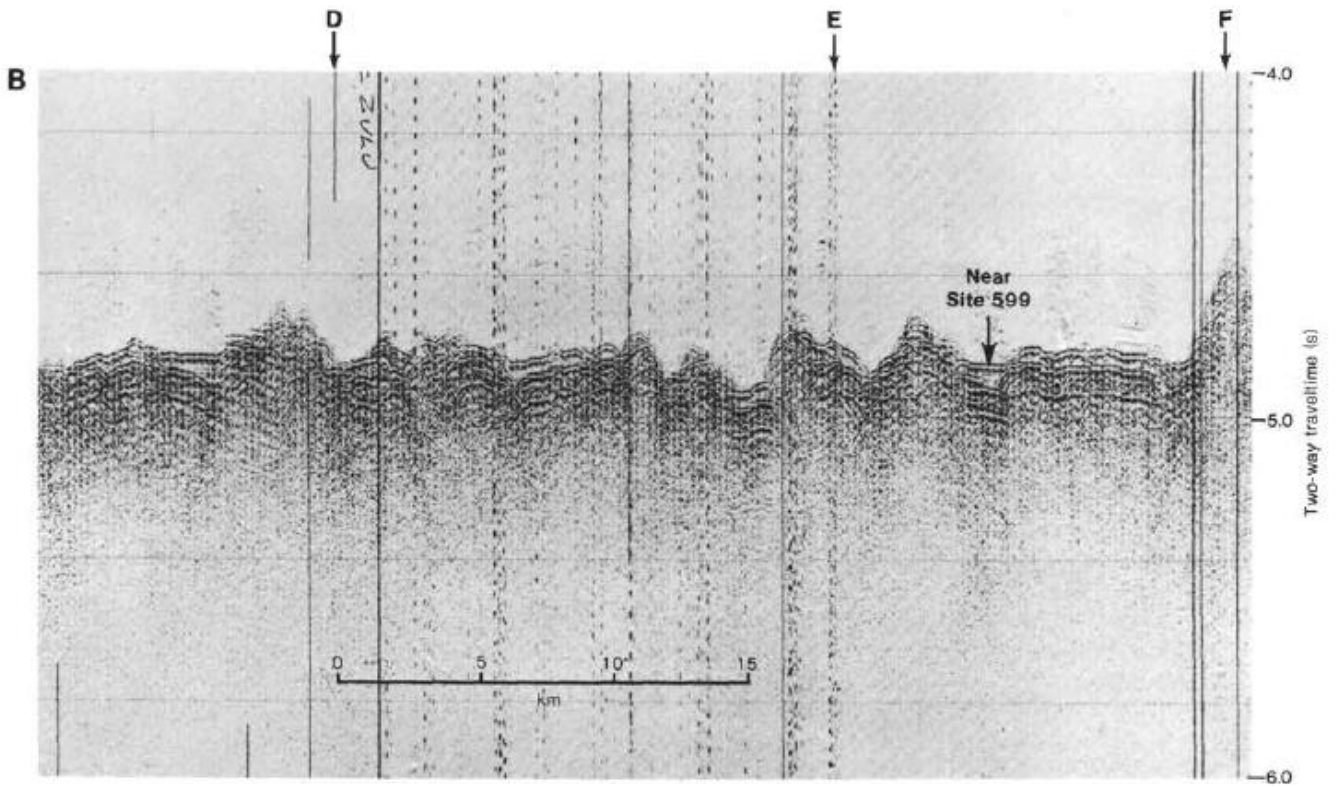


Рис. 1. 292. Сейсмический профиль района заложения скв. 599.

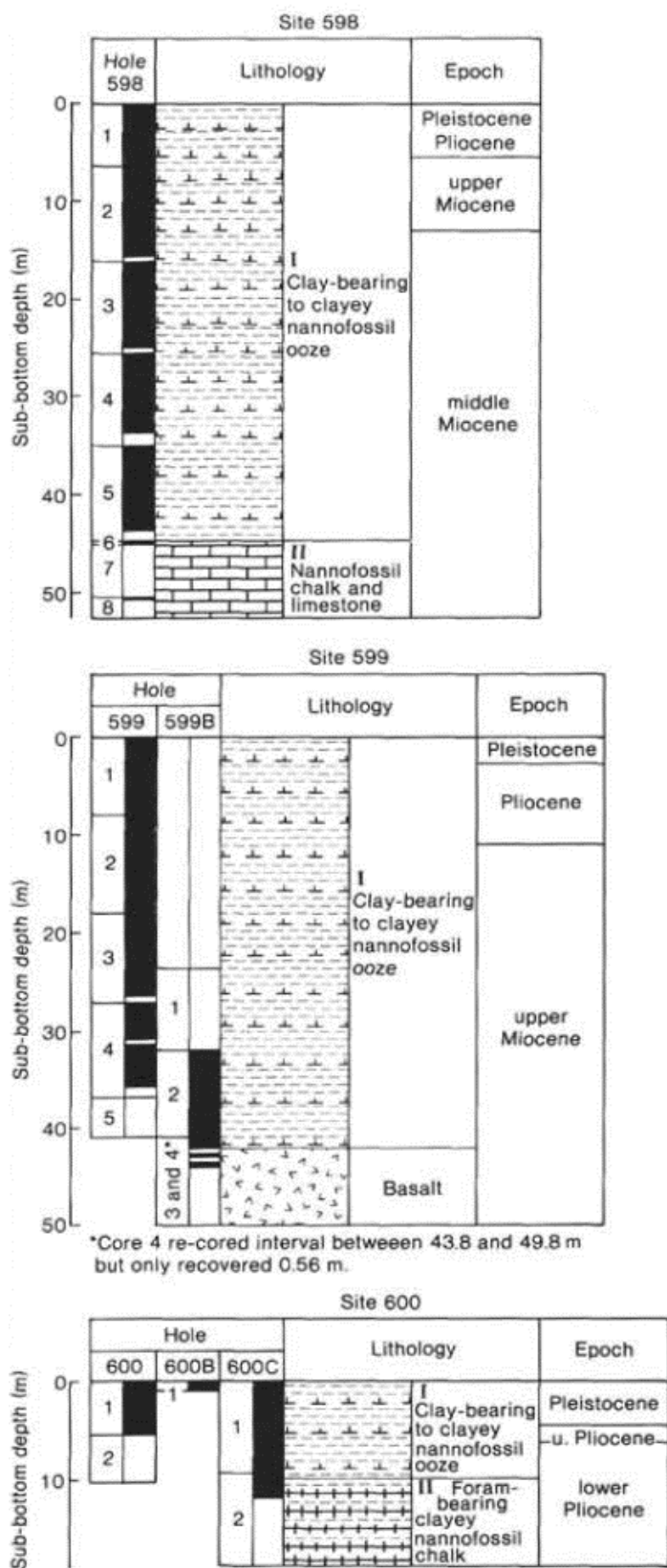


Рис. 1. 293. Разрезы по скважинам 599-600.

Древнейшие осадочные породы: глинистый нанофоссильный ил – верхний миоцен. Основание: базальты.

Осадки скв. 599 содержат те же пакки, что и в скв. 597. Осадки скв. 599 – неконсолидированные нанофоссильные илы залегают прямо на основании и представлены двумя фациями, различающимися окраской – светлой и темной – и представлены чередующимися полосами (10-100 см) или слоями (2-5 см). Светлый материал – желтовато-коричневый, темно-коричневый глинистый ил, содержащий 70-80% известковистых нанофоссилий; 15-25% глины плюс гидроокислы Fe и Mn (красно-коричневые полупрозрачные оксиды); 3-5% – фораминиферы (большинство обломки), следы вулканического стекла, остатки рыб. Темноокрашенные полосы – нанофоссильный глинистый ил содержат – 50-70% известковистых нанофоссилий, 30-40% глины – плюс гидроокислы Fe и Mn; 3-5% фораминифер (обломки); 1-2% палагонита, вулканокластические обломки и костные обломки рыб. В керне 599 – 2-5 зафиксирован четкий эрозийный контакт между пакками 1 и 2; темные слои в эрозийном контакте древнее. Полосчатость отсутствует в базальном слое песков.

Базальты скв. 599 – интенсивно измененные обломки (~1 см) стекловатых базальтов с внешней каймой палагонита, красно-коричневого смектита, гидроокислов железа и кальцита.

Скв. 599В проникла на 9 м, отобрано 2,08 м керна; в основание и содержит: 0,75 м – брекчии; 0,77 – округлых базальтовых фрагментов; 0,52 м – базальта и подушечных фрагментов. Все обломки не ориентированы. Все обломки изменены и содержит внешние окислительные зоны изменения 1-2 см шириной. Разбуренная брекчия (гравий) содержит около 5% базальтового стекла и палагонита.

Скв. 600, 601. Скв. 601. Глубина – 3433 м; проходка – 20,4 м; керн – 19,45 м.

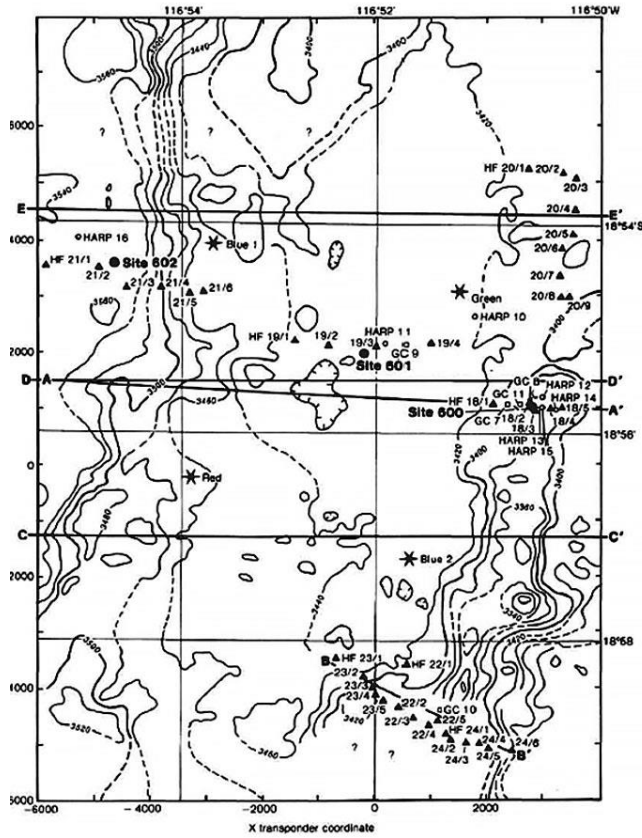


Рис. 1. 294. Батиметрическая схема района заложения скв. 600, 601 и 602, линии А-А, В-В и С-С соответствуют трансектам на следующем сейсмическом профиле.

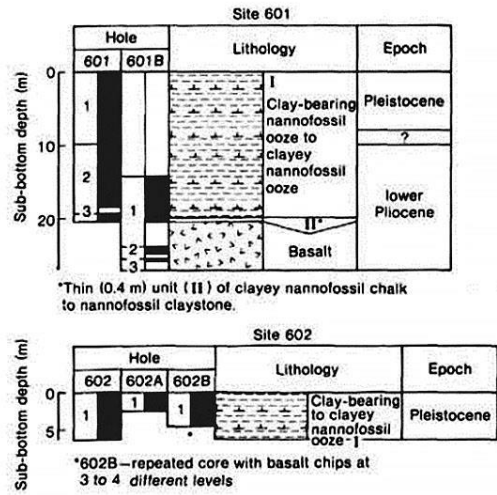


Рис. 1. 295 Разрезы по скважинам 601-602.

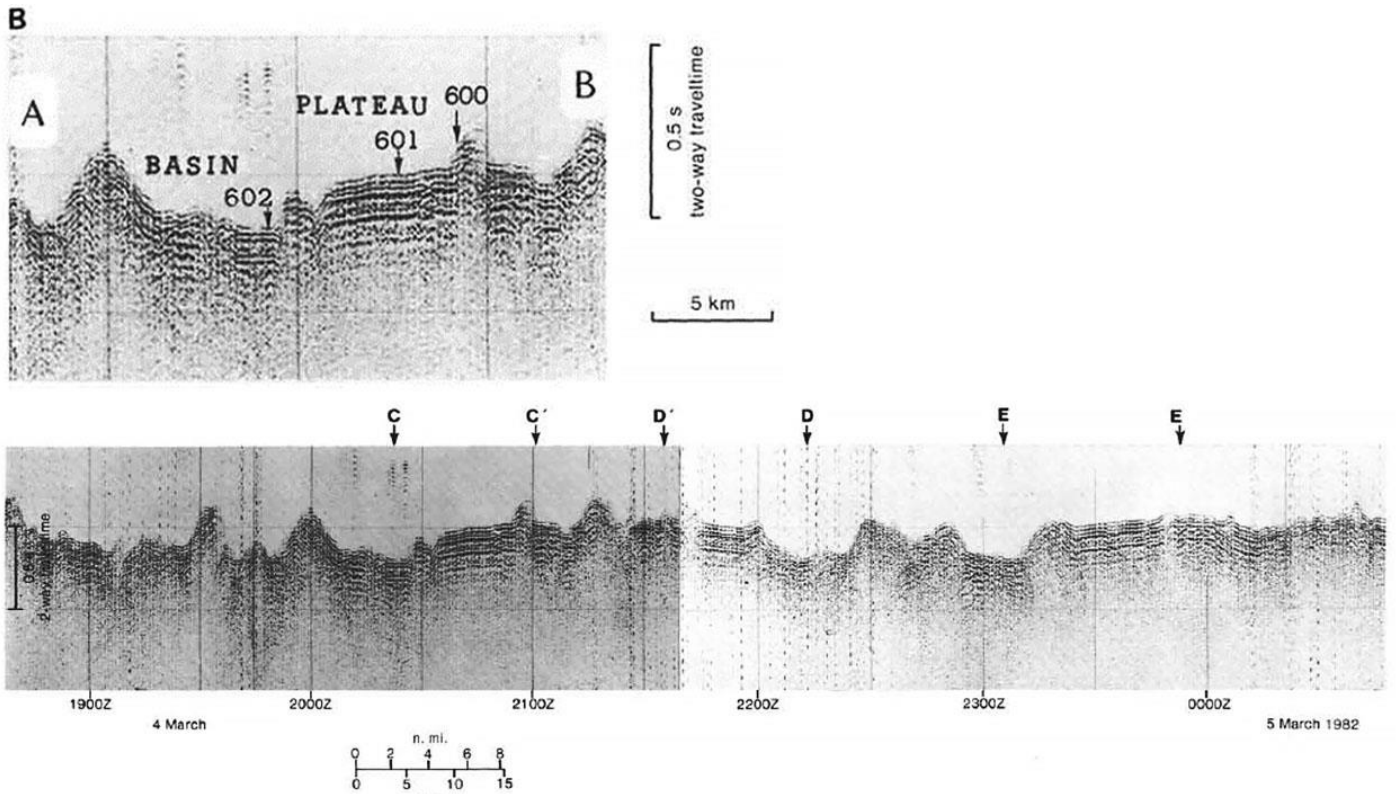


Рис. 1. 296. Сейсмический профиль района заложения скв. 600, 601 и 602.

Древнейшие осадочные породы: глина с фораминиферами и нанофоссилиями. Пачка 2 (скв. 601В) содержит глинистый нанофоссильный мел и нанофоссильный аргиллит. По составу и строению породы пачки похожи на ранее описанные разрезы скв. 599. В скважине на уровне позднего плиоцена – несогласие. Основание вскрыто только в скв. 601В и пройдено по нему около 3 м – получено 0,75 м керна в виде фрагментов базальтов. Все фрагменты имеют слабо округлую форму и сравнительно свежую внутреннюю часть и окружены каймой 1-2 см окислительных изменений. Миндалины присутствуют в количестве до 10%, некоторые заполнены желтой, коричневой или зеленой глиной. Внешние поверхности обломков окружены гидроокислами железа и марганца, голубой, зеленой, желтой и коричневой глиной и (иногда) кальцитом или цеолитом. В измененных каймах обломков желтое стекло изменено в оранжевый и красный палагонит.

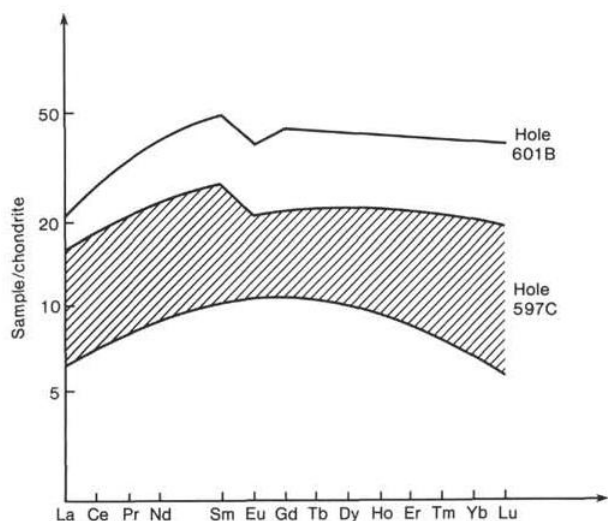


Рис. 1. 297. РЗЭ в базальтах скв. 597 и 601.

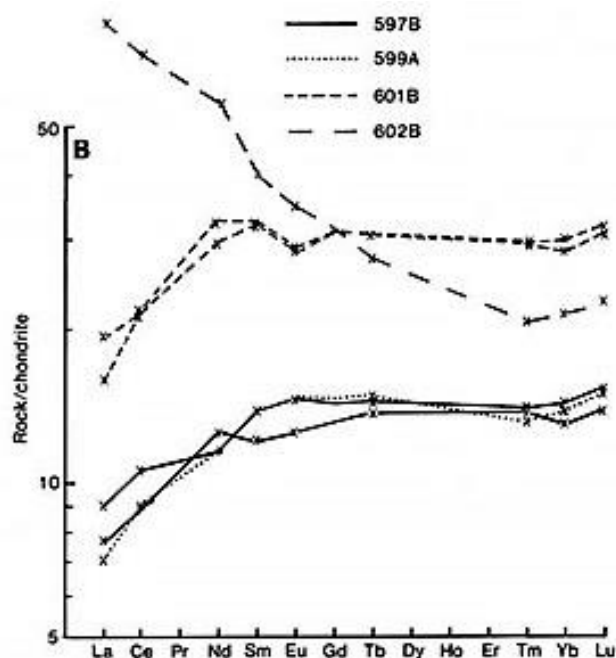
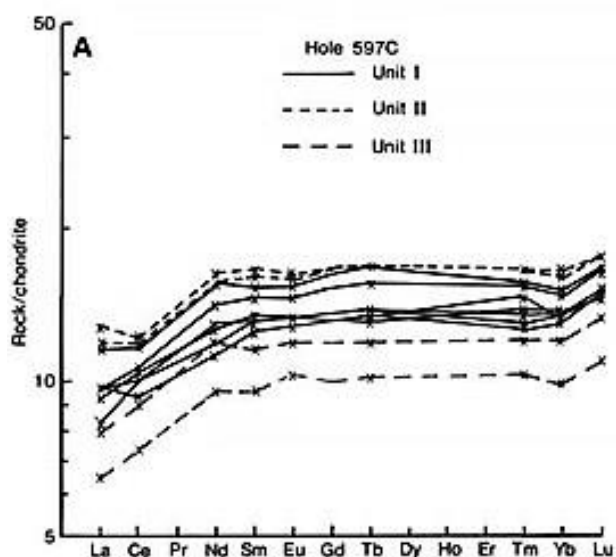


Рис. 1. 298 РЗЭ в базальтах скв. 597, 601.

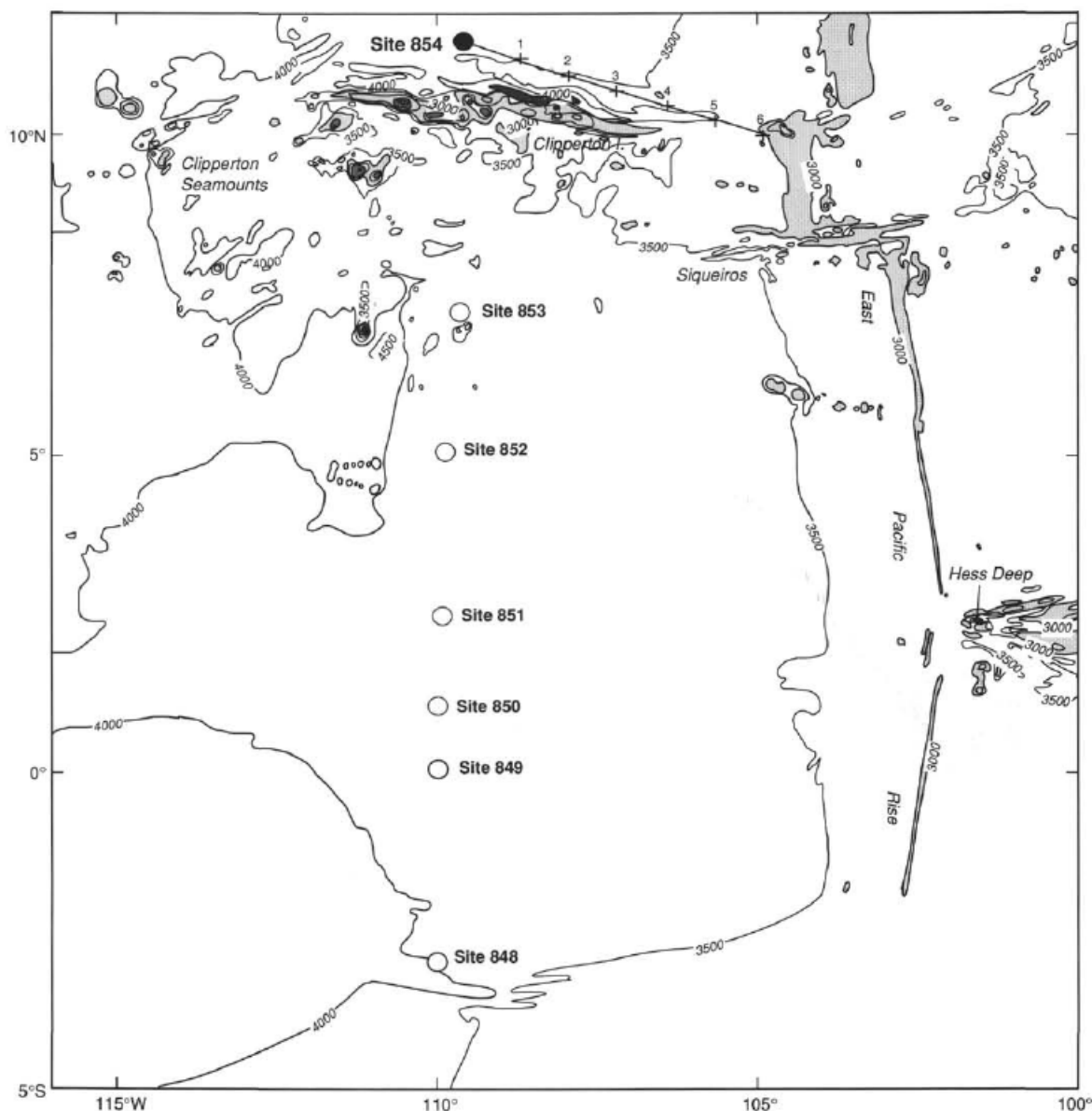


Рис. 1. 299. Схема расположения скважин рейса 138.

Скв. 848 – наиболее южная в трансекте рейса 138. Этот трансект проходит по меридиану 110° З. Отложения мощностью 94,2 м – от плейстоцена до среднего миоцена – вскрыты в четырех скважинах 848 и описываются как одна пачка. В разрезе доминируют нанофоссильные илы с интервалами диатомовых илов, металлизированные илы и глины. Окраски осадков варьируют от бледно-коричневой до темно-коричневой, и отражают содержание в них оксидов. В осадках скв. 848 преобладает известковистый материал с содержанием карбоната более, чем 60%. В нижней части разреза преобладают металлоносные осадки, содержащие около 50% красно-коричневых полупрозрачных оксидов, которые становятся заметной составляющей осадков. Отмечено, что в основании пачки осадки характеризуются увеличением окислов железа. В интервале разреза 82-91 м (848В), 83-89,2 (848С) и 84,4-90,5 м (848D) осадки представлены темно-желто-коричневым металлизированным нанофоссильным илом, содержащим 5-6% окислов железа и заметное количество вулканического стекла и глины. Окислы железа составляют 35-45% карбонатной фракции. Наиболее нижняя часть разреза (91.6-93.3 м – скв. 848В; 92,9-94,2 м – скв. 848С и 90,5-93,9 м – скв. 848D) палево-коричневые фораминиферовые

нанофоссильные илы. Среднее содержание оксидов Fe остается высоким (35-45%) с учетом того, что светлые тона окраски связаны с присутствием карбонатного материала. Отмечено, что верхние части разреза содержат только следы аморфных окислов железа.

Скв. 848В. Глубина – 4201 м. Древнейшие осадки: нанофоссильный ил с диатомеями и фораминиферами – поздний миоцен. Основание: базальт.

Пачка 1 – окраска пород меняется от светло-серой сверху – до палево-коричневой внизу. В составе нанофоссильных илов, в интервале 70-100 м, фораминиферы присутствуют в количестве 10-30% и их количество возрастает в интервале 110-125 м. В интервале 125-236 м преобладают диатомовые нанофоссильные илы. Смена преобладающей окраски на желтую происходит на глубине 336,7 м. Ниже до базальтового основания (350 м) в осадках, содержащих фрагменты базальтов (до 13 см), присутствуют очень небольшие обломки гематита и марганцевых дендритов.

Скв. 850, 850В. Глубина – 4197,6 м; проходка – 399,8 м (850В).

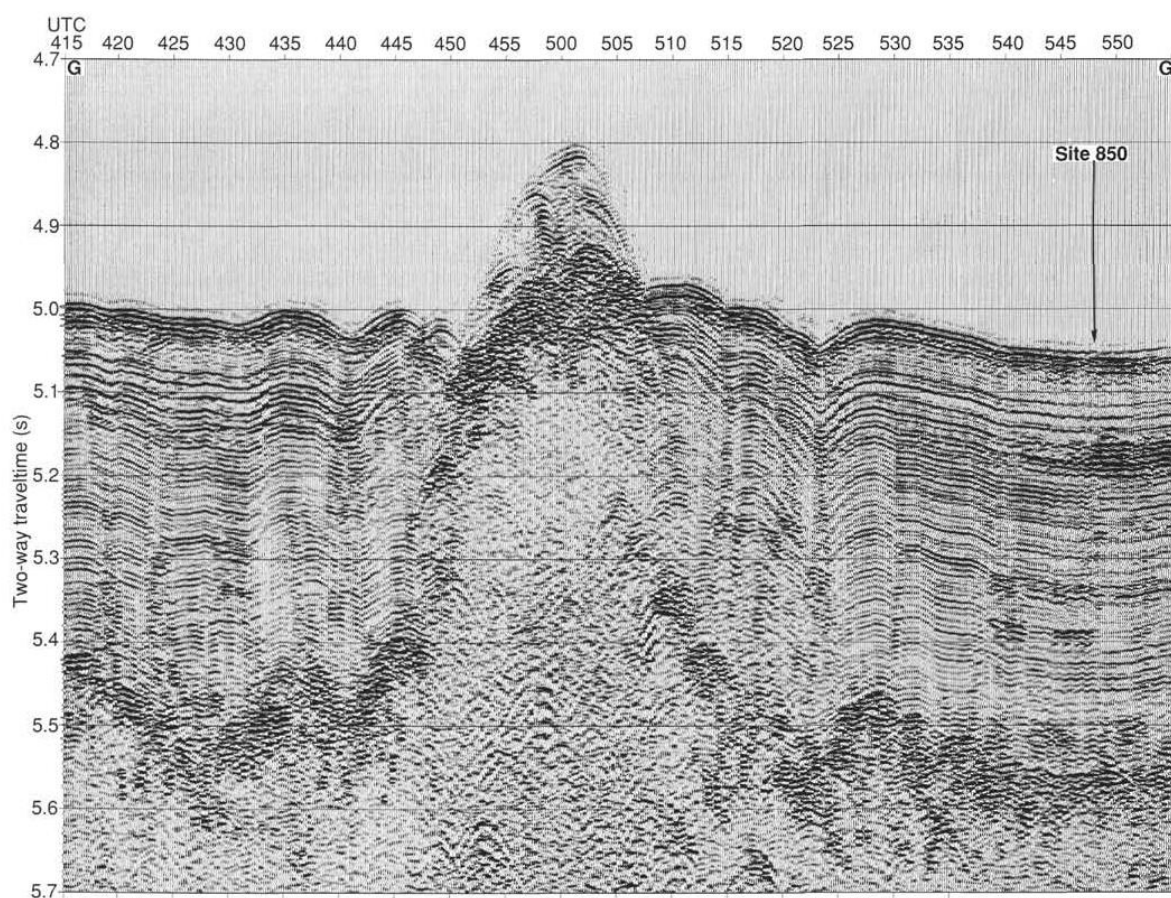


Рис. 1. 300. Сейсмический профиль района заложения скв. 850.

Доминирующей литологической разновидностью пород, вскрытых скважиной, являются нанофоссильные илы с варьирующими количествами фораминифер, радиолярий и диатомей. Верхняя часть разреза – 76 м осадков богата фораминиферами и радиоляриями. Осадки между 76 и 288 м представлены доминирующими нанофоссильными илами с прослоями нанофоссильных диатомовых илов. Между 288 и 395 м – диатомовые и радиоляриевые илы. В 5 м выше предполагаемого основания, присутствуют осадки «металлизированные», обогащенные гидроокислами железа.

Древнейшие осадки: радиоляриевый диатомовый нанофоссильный ил – средний – верхний миоцен. Описание разреза этой скважины во многом близко описанию пачки 1 скв. 848-849, но следует отметить, что несмотря на то, что базальты не были вскрыты в скв. 850, осадки, обогащенные окислами железа, были обнаружены в

наиболее глубоких частях керна (скв. 850В), что позволяет считать, что твердые породы на глубине 399,8 м являются базальтовым основанием.

Скв. 851. Глубина 3760 м.

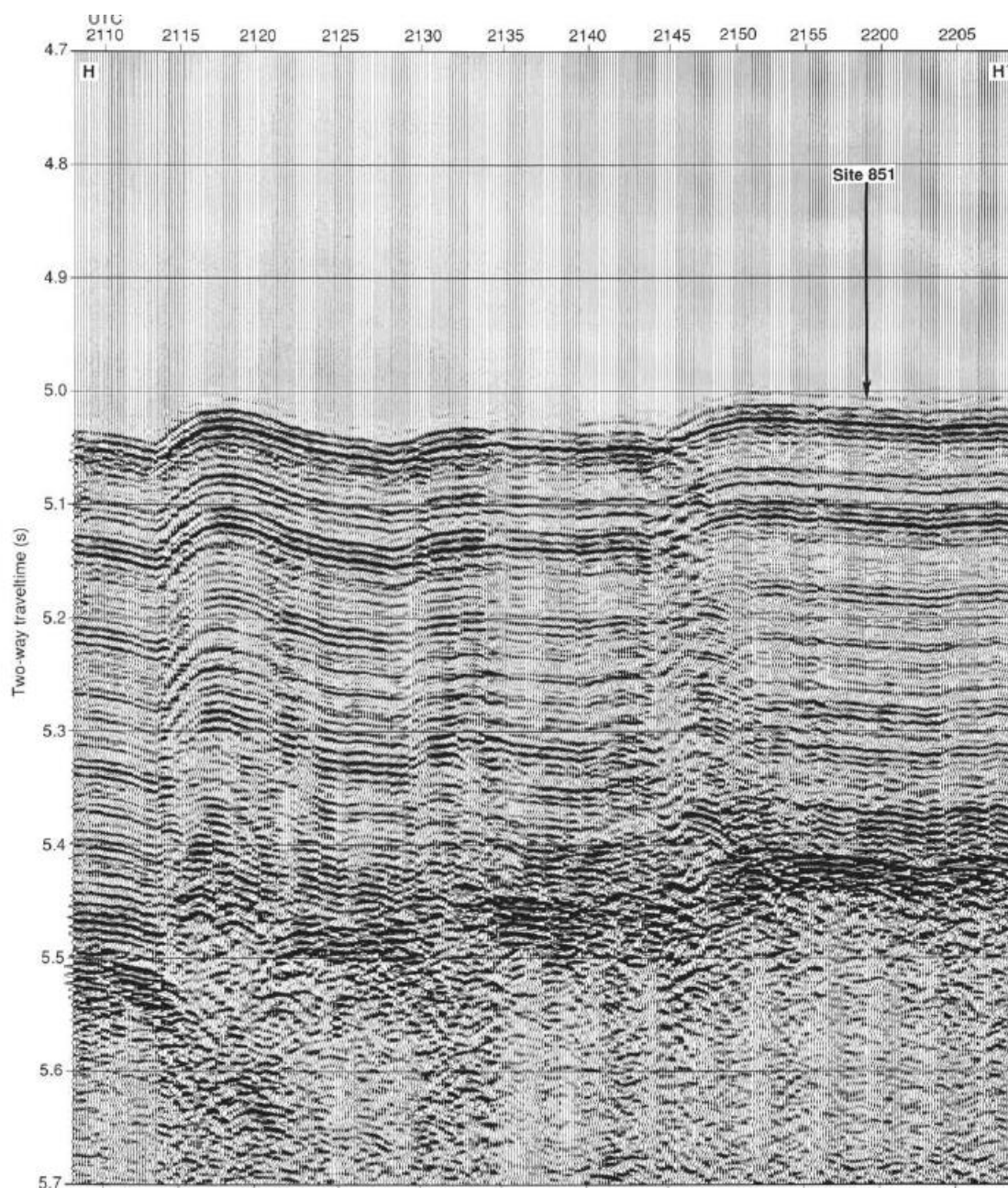


Рис. 1. 301. Сейсмический профиль района заложения скв. 851.

В разрезе скв. 851 выделены четыре литологические разновидности пород. Фораминиферовые нанофоссильные илы – (интервал 0-76,5м) – плейстоцен - нижний плиоцен. Диатомовые нанофоссильные илы с высоким содержанием карбоната кальция – (интервал 76,5-205,0) – нижний плиоцен - верхний миоцен. Диатомовые нанофоссильные илы – (интервал 205-287 м) – средний – верхний миоцен. Нанофоссильный ил и мел (интервал 287-387 м) – средний миоцен. Базальные осадки – средний миоцен – содержат прослой глинисто- оксидно- и нанофоссильно богатых осадков с возможными седиментогенными свидетельствами переработки.

Скв. 853. Глубина 3726 м. Район заложения скважины – поднятия вытянутые в меридиональном направлении с высотами 400 м, отражающие рельеф осевой части ВТП. Скважина заложена на вершине небольшого регионального поднятия с предполагаемой мощностью осадков около 65 м. Осадки, вскрытые скважиной 851, представляют непрерывную последовательность от плейстоцена до верхнего миоцена. Верхние 28 м представлены фораминиферовыми и

глинистыми нанофоссильными илами и имеют значительное содержание окислов железа и марганца. Ниже 28 м по разрезу осадки варьируют между глинистыми нанофоссильными илами и нанофоссильными илами с прослоями, обогащенными глинистым материалом. Базальные осадки характеризуются увеличением количества окислов марганца и железа, которые часто присутствуют в виде нодулей в осадках.

В скв. 851-854 так же, как и в скв. 848-850 в основании разреза встречаются постоянно слои окисдно-обогащенных осадков, по описаниям весьма сходных по составу, строению и возрасту (миоцен) с разрезами скв. 848 – 850. В скв. 848 и 853 вскрыты обломки базальтов основания. В скв. 854 – базальные осадки содержат до 80% окислов Fe и Mn.

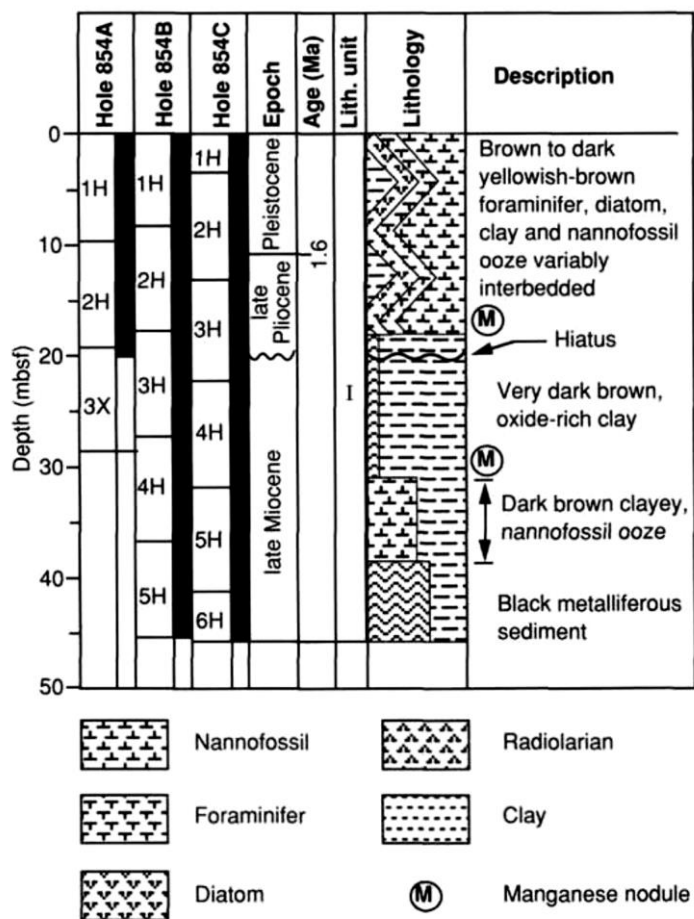


Рис. 1. 302. Литостратиграфия скв. 854. Условные обозначения сверху вниз слева направо: нанофоссилии, фораминиферы, диатомеи, радиолярии, глины, марганцевые нодули.

Скв. 854. Глубина 3626 м. Проходка 45,4 м.

Наиболее северная скважина в рейсе 138 и расположена севернее разлома Клиппертон в пределах небольшой депрессии, которая рассматривалась как ловушка для осадков, мощность которых здесь оценивается в 45 м.

Осадки в разрезе скважины выделены в составе пачки 1 – (интервал 0-48 м) – плейстоцен-поздний миоцен. Верхние 22 (25) м – фораминиферовые и нанофоссильные глины – палево-коричневые и темно-желто-коричневые; более светло окрашенные полосы характеризуются присутствием карбонатного материала. На глубине 18 м – тонкий – 3 см – прослой, обогащенный оксидами железа и марганца, фиксирует несогласие 3,6 млн. лет. Ниже этого слоя распространены глины металлизированные с цеолитами. Интервал 22-32 м – темно- и очень темно-коричневые металлизированные глины с цеолитом (филлипсит). Интервал 32-38 м – коричневые и светло-коричневые глины с нанофоссилиями. Основание разреза – гомогенные очень темно-коричневые до черных металлизированные глины и металлизированные осадки, содержащие до 80% окислов железа и марганца.

Обобщая результаты меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале плейстоцен-средний миоцен, с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене, по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и глин, предвестников появления в основании разреза, отдельных скважин, обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что, в существенно пелагических осадках, отсутствуют прослои пеплов и обломочных осадков, присутствие которых может свидетельствовать о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий.

Рейс 169. Срединная долина, трог Эсканаба и в хребте Хуан-де Фука. Fouquet, Y., Zierenberg, R. A., Miller, D. J., et al., 1997. Proc. ODP, Init. Repts., 169: College Station, TX (Ocean Drilling Program). Shipboard Scientific Party, 1997. Middle Valley: Dead Dog Area (Site 1036). In Fouquet, Y., Zierenberg, R. A., Miller, D. J., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 169: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 153 – 203.

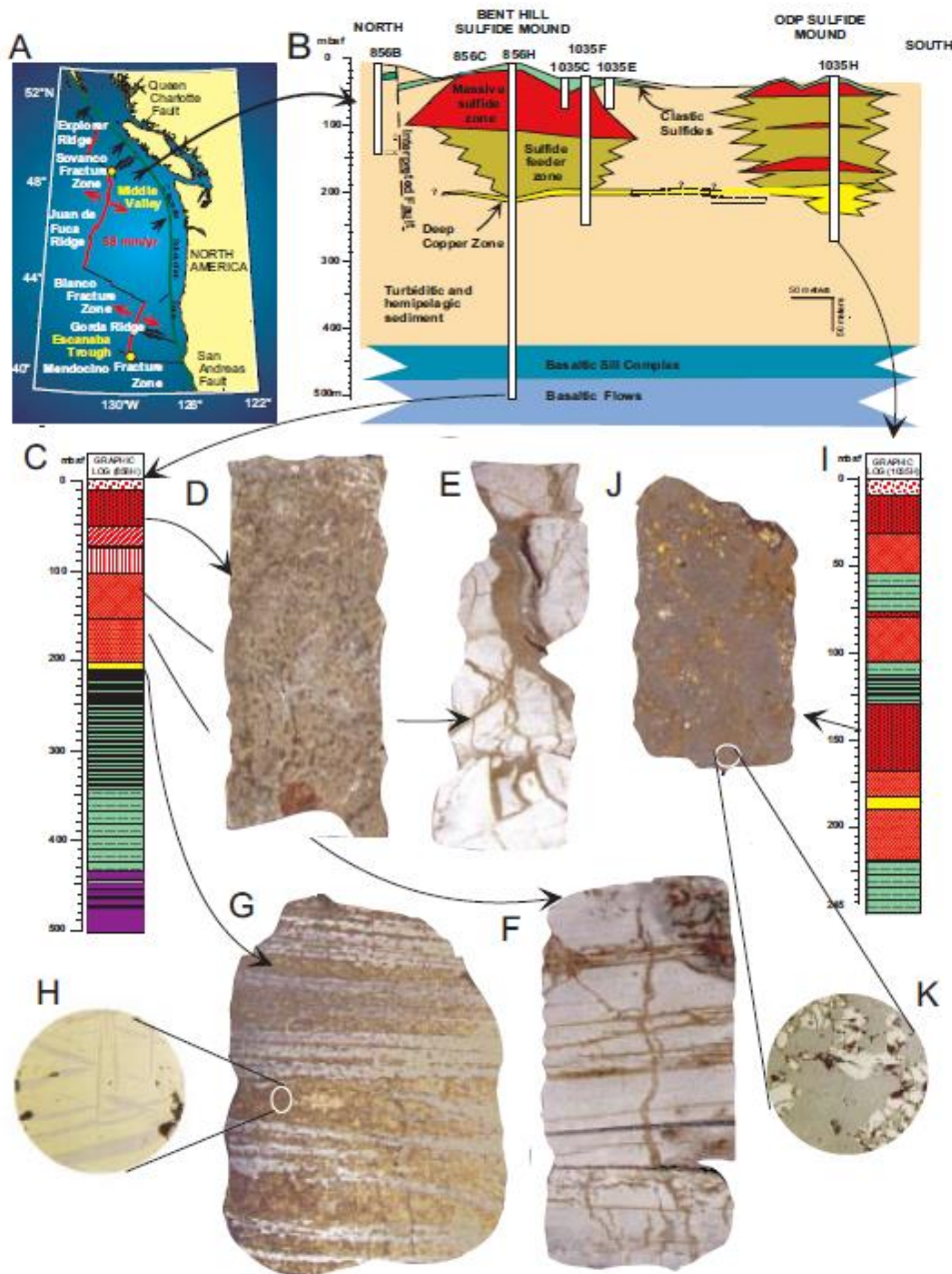


Рис. 1. 303. **А.** Схема расположения, показывающая тектонические установки покрытых осадком центров распространения в Средней долине и Эсканаба-Коллега на Хуан-де-Фука-Горда. **В.** Сечение Север-Юг месторождения ВНМС и курган ОДР (красный), лежащий в основе сульфидной питающей зоны (оливково-зеленый), зона глубокой меди (желтая), вмещающая турбидитные и гемипелагические осадочные породы, а также основные базальтовые пороги и течения. **С.** Стратиграфическая секция для отверстия скв. 856Н, показывающая распределение минерализованных и не минерализованных субъединиц. Красные оттенки - массивный сульфид; желтый - фидерные зоны; тонкая желтая полоса при 200 mbsf - глубокая медная зона; зеленый - осадок и фиолетовый - базальт. **Д.** Массивный, пушистый пирит-пирротин. **Е.** Субвертикальные одиночные и множественные (ленточные) массивные сульфидные жилы, состоящие из пирротина, изокубанита, халькопирита, пирита, магнетита и ангидрита, гидротермально измененной осадочной породы. **Ф.** Пирротин и сфалерит в составе параллельных жил и замещающих, субвертикальные жилы. **Г.** Песчаник с прослоями сульфидов. Горизонтальные прожилки сульфидов богаты медью с присутствием магниевого хлорита, заполняющие поровые пространства в песчанике. **Н.** Микрофотография кристаллографически ориентированного ламеллярного расслоения халькопирита (серого цвета) в изокубаните (желтый). **Ф.** Стратиграфический разрез для отверстия скв. 1035Н. Красный - массивный сульфид, заштрихованный желтым - зоны подачи и зеленый осадок. **Ж.** Сфалерит содержащая руда с пиритом и халькопиритом. **К.** Микрофотография сфалерита (темно-серый) и пирита (светло-серый).

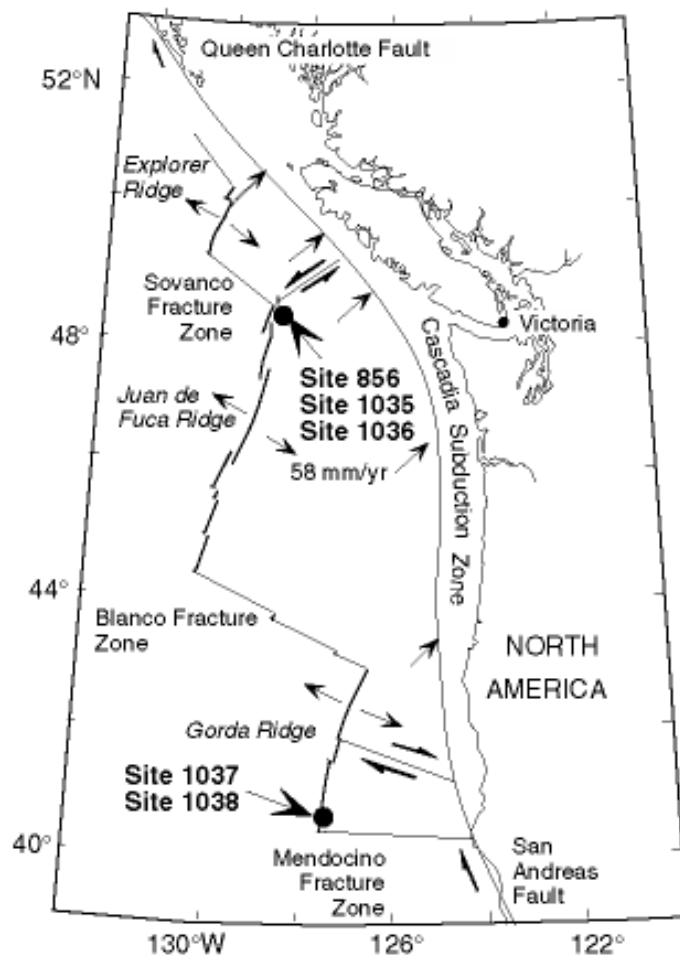


Рис 1. 304. Схема размещения скважин рейса 169.

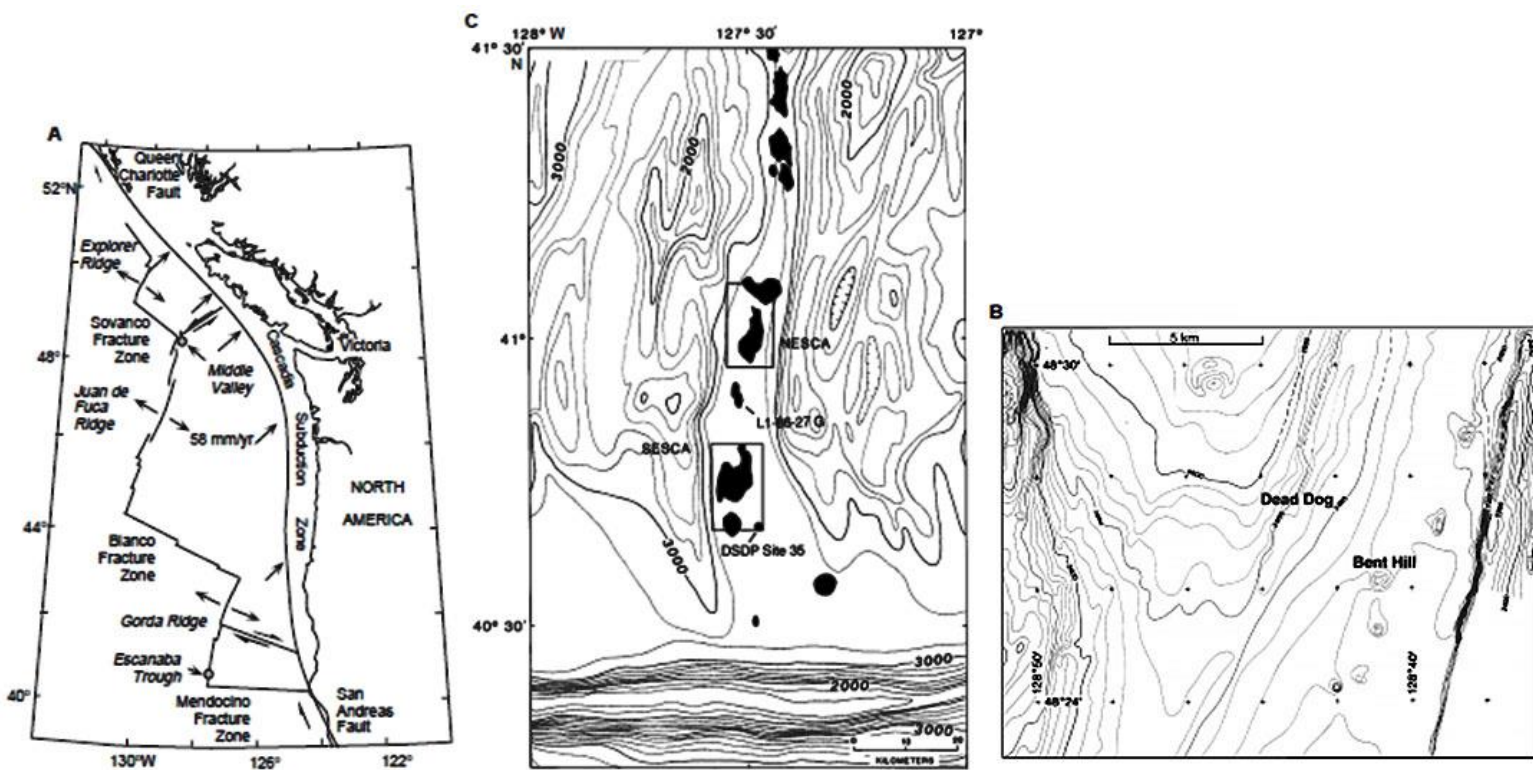


Рис. 1. 305. А. Карта местоположения, (?) показывающая тектоническую установку покрытых осадком центров распространения в Средней долине и Эсканаба - пролив на Хуан-де-Фука-Горда. В. Батиметрия средней долины, показанная в виде контуров с интервалом 50 м. Области буровых площадок является поле для удаления Деад Дог (DDVF) в районе активного вентилирования (AAV) и Бент Хилл. Западная долина находится к западу от Мид Вэлли. С. Батиметрия трога Эсканаба показана с интервалами 200-м. Черное - магматические центры.

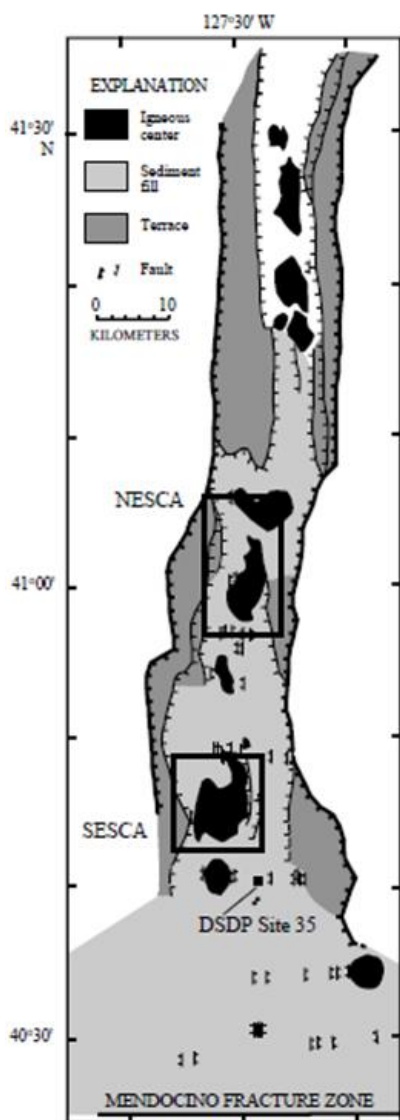


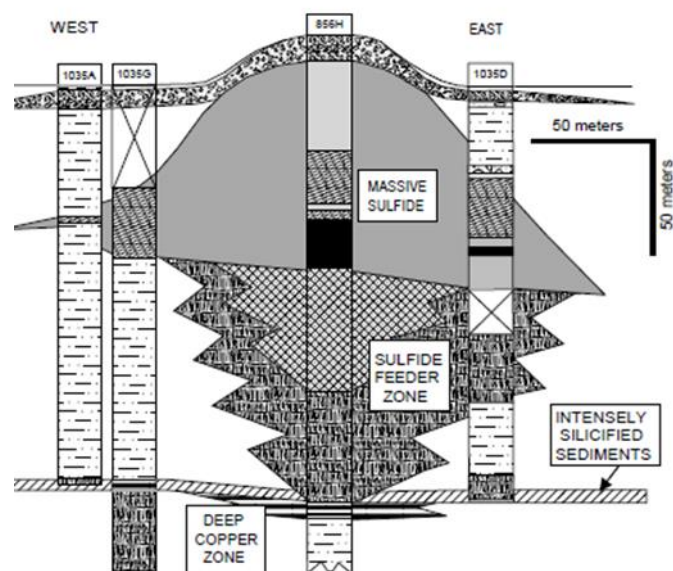
Рис. 1. 306 Карта южной части хребта Горда, показывающая отложения части трога Эсканаба – светлая штриховка, внутритроговые террасы – промежуточная закрапка и вулканические центры - черное. Показано размещение скважин.

Скв. 1035. Глубина 2435 м. Литостратиграфическая характеристика участка Бент Хилл массивных сульфидных руд (BHMS), которая была начата в рейсе 139 и продолжена в рейсе 169. Восемь новых скважин (1035А-1035Н) были пробурены в районе BHMS для оценки толщины и поперечной протяженности тел массивных сульфидов, с целью определить природу гидротермальных процессов, происходящих в отложениях и базальтах, лежащих в основании месторождения. Скв. 856Н, рейса 139 была пробурена до глубины 93,8 м и была углублена до 500,0 м. Месторождение BHMS рассматривается, как результат сложного взаимодействия между гемипелагическими и турбидитовыми осадками, магматической активностью и гидротермальной деятельностью. Месторождение представлено богатыми железом и цинком массивными и полумассивными сульфидами; хорошо развита фидерная зона, характеризующаяся сульфидами и сквозными жилами, богатыми медью. По результатам бурения в разрезе скважины 1035 выделены:

- Пачка I: гемипелагические отложения – голоцен и верхний плейстоцен;
- пачка II: переслаивание турбидитов и гемипелагических отложений – плейстоцен;
- пачка III: обломочные сульфиды;
- пачка V: массивные и полу массивные сульфиды;
- пачка VI: зона сульфидного питателя и минерализованные отложения;
- пачка VII: базальтовые пороги, вторгшиеся в отложения;
- пачка VIII: базальтовые потоки;

Скважины 1035, были пробурены с востока на запад (1035А, 1035D, и 1035G) и с севера на юг (скважины 1035В, 1035С, 1035F и 1035Е) как трансекты. Четкая асимметрия была установлена в распределении минерализации фидерной зоны ниже массивных сульфидов. В широтном пересечении, массивные сульфиды лежат в основании гемипелагических и турбидитовых отложений, и все скважины, заканчиваются в осадках со слабой сульфидной минерализацией.

Рис. 1. 307. Широтный профиль тела массивных сульфидных руд, показывающий стратиграфическое и латеральное распределение массивных сульфидов с подстилающей, питающей фидерной сульфидной зоной и вмещающими турбидитами, и гемипелагическими осадочными породами, базальтовыми сиплами и потоками. Вверху размещение скважин 1035.



Меридиональное пересечение характеризуется более интенсивной минерализацией осадков ниже массивного сульфида и более интенсивным развитием сульфидной питающей зоны. Эта зона особенно обогащенная медью с некоторыми образцами, содержащими более 16 мас. % меди.

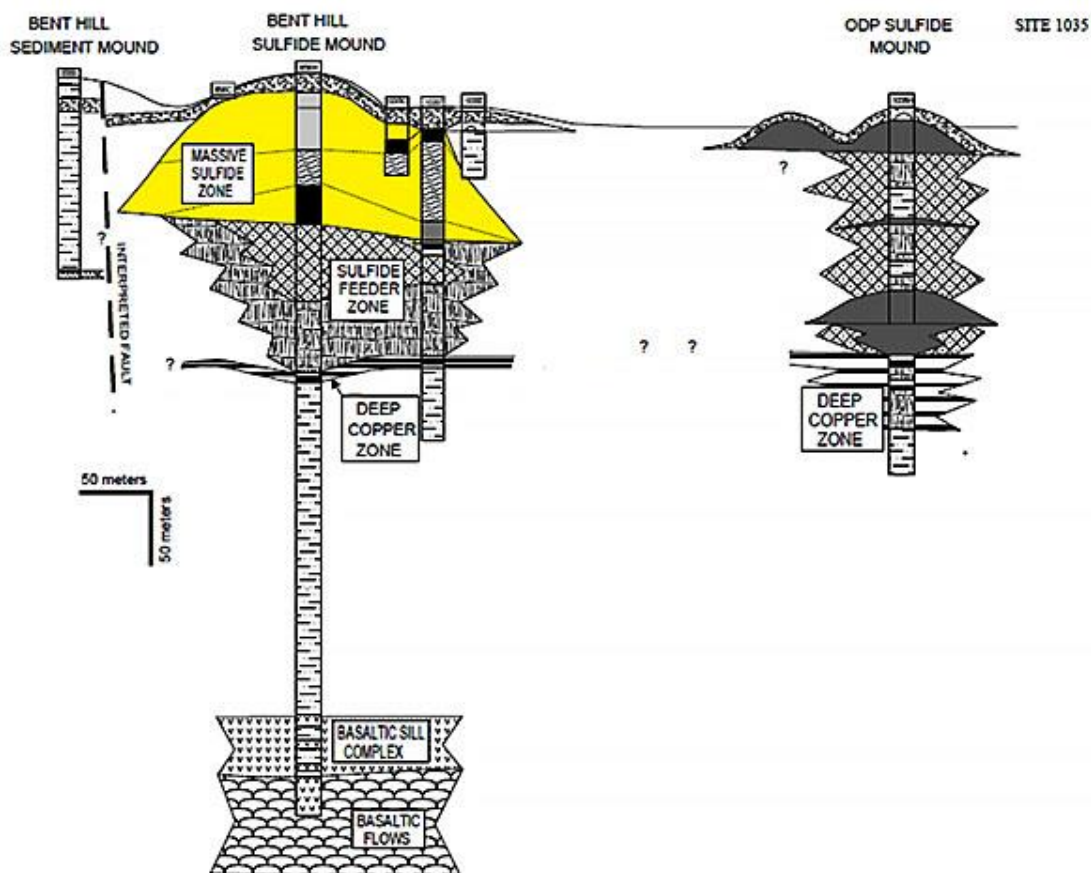


Рис. 1. 308. Меридиональный профиль месторождения массивных сульфидных руд с подстилающей питающей фидерной сульфидной зоной, вмещающими турбидитами и гемипелагическими осадочными породами, базальтовыми силлами и потоками. Вверху размещение скважин 1035.

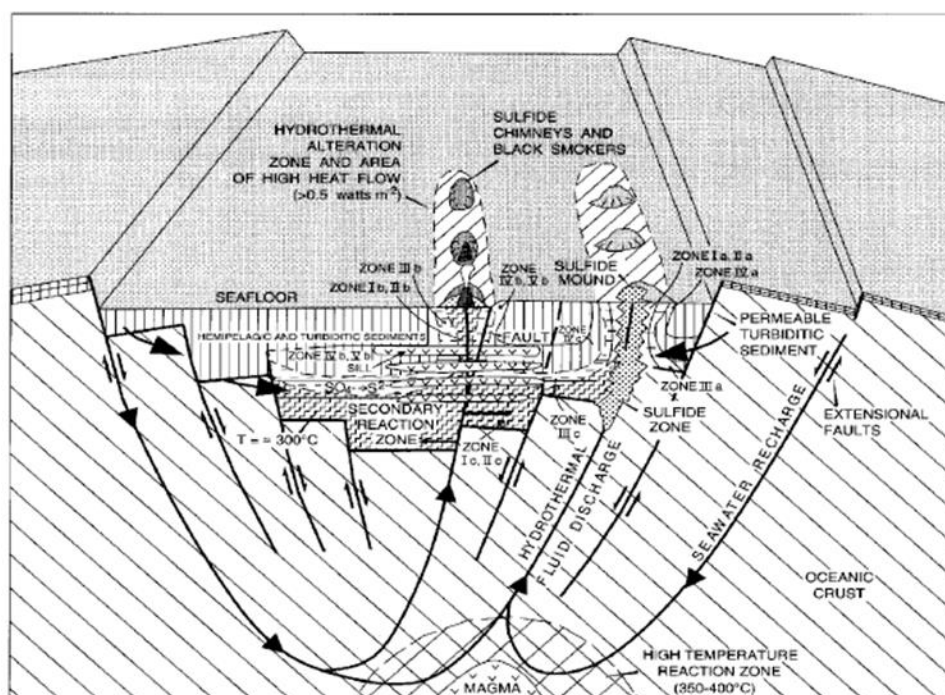


Рис. 1. 309. Схематическая блок-диаграмма гидротермальной системы Мид Вэлли, показывающая размещение массивных сульфидных руд и связанные с ними зоны изменений восточной части долины и активное гидротермальное поле Дед Дог (Dead Dog), ассоциированные изменения, и реакционные зоны. Также показана высокотемпературная реакционная зона, ассоциированная с магматическим телом на глубине.

Скв. 1036. Была пробурена в пределах активного гидротермального поля в районе Деад Дог для (1) уточнения скорости и путей распространения гидротермальных растворов и морской воды, вовлекаемой в зону гидротермального восходящего потока, (2) изучения способа образования гидротермальных построек, (3) проверки модели, роста гидротермальных построек, (4) определение влияния гидротермальной активности на диагенез и изменение осадков и (5) определение наличия, предполагаемого основания постройки в 30 метрах ниже морского дна. Для достижения этих целей пробурены скважины 1036А, 1036В и 1036С. Три из основных литологических пачки, выделены в пределах медианной долины.

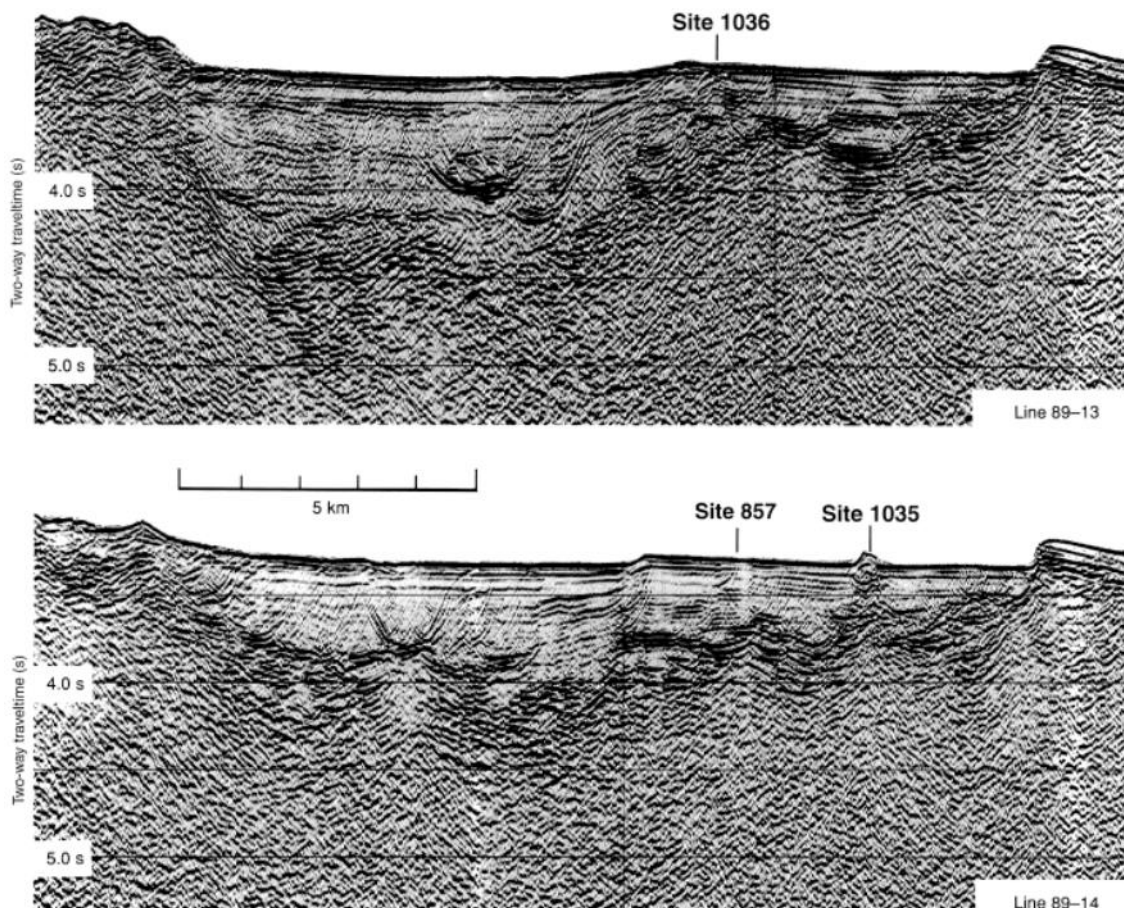


Рис 1. 310. Широтный сейсмический профиль по материалам скважин рейсов 139 и 169 скв. 1035-1036 DD Деад Дог ВН- Бент Хилл.

Пачка 1 – голоцен-верхний плейстоцен – илы и глины преимущественно гемипелагического происхождения и имеет относительно постоянную мощность в пробуренных скважинах. Три субпачки были выделены на основе гидротермального диагенетического изменения.

Субпачка IA не имеет отличительных гидротермальных или диагенетических продуктов. Субпачка IB отличается от субпачки IA наличием аутигенного карбоната ангидрита в виде рассеянных кристаллов, конкреций и цементов и представляет собой отличительную фацию изменения гидротермальной системы.

Пачка II (литологическая) характеризуется гемипелагическими иловыми глинами, с тонкими прослоями песчаных турбидитов.

Субпачка IIB характеризуется появлением диагенетических карбонатов в турбидитных отложениях.

Субпачка IIC отличается наличием ангидритового цемента.

Пачка IV (литологическая) представляет собой обломочную смесь кристаллов белого ангидрита, очень мелкозернистого пирротина с подчиненным пиритом и сфалеритом, и зеленовато-серой глины, возможно, Mg-сметитовой.

Бурение скважины 1036 показало, что субпачки IA и ПА были значительно смещены после осаждения. Верхние границы появления карбоната и ангидрита углубляются по мере удаления от постройки, что отражает уменьшение геотермального градиента.

Скв. 1038. Трог Эсканаба. Глубина 3239 м.

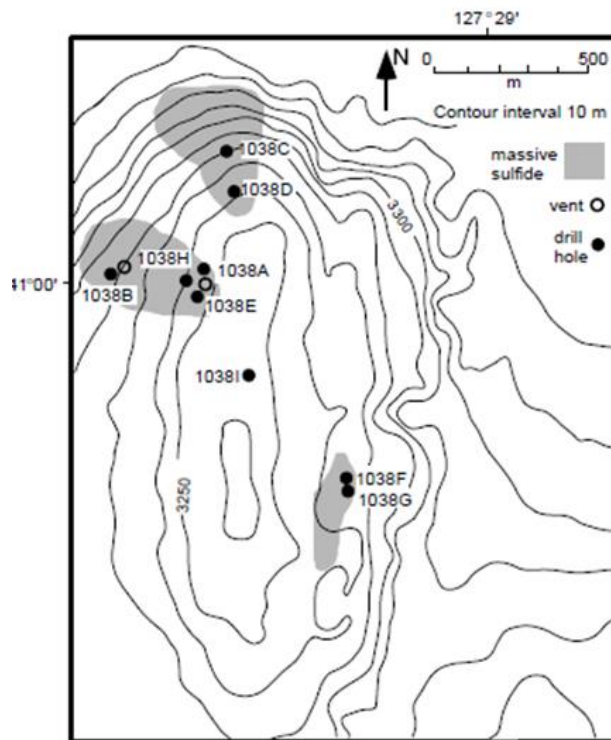


Рис 1. 311. Карта, показывающая размещение скважин, пробуренных в Центральном Холме и в участках выявления массивных сульфидных руд на океанском дне.

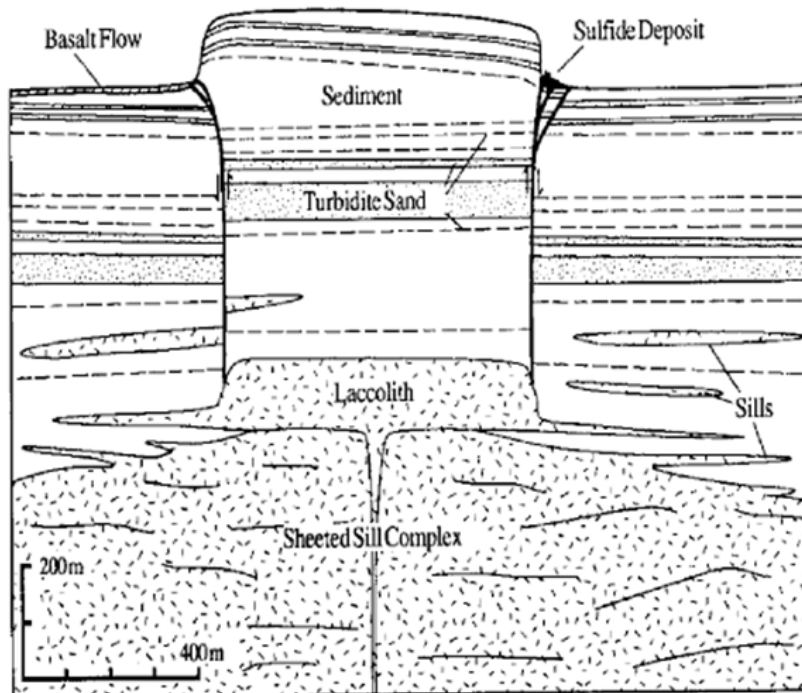


Рис. 1. 312. Схематическая диаграмма, показывающая поднятие одного из небольших округлых холмов, выше лакколита. Число силлов увеличивается с глубиной. Разломы, ограничивающие поднятие, являются путем для проникновения даек, которые питают лавовые потоки и гидротермальные флюиды, образующие массивные сульфидные руды. Высоко проницаемые турбидиты также являются проницаемыми слоями для гидротермальных флюидов и размещения близ поверхностной минерализации.

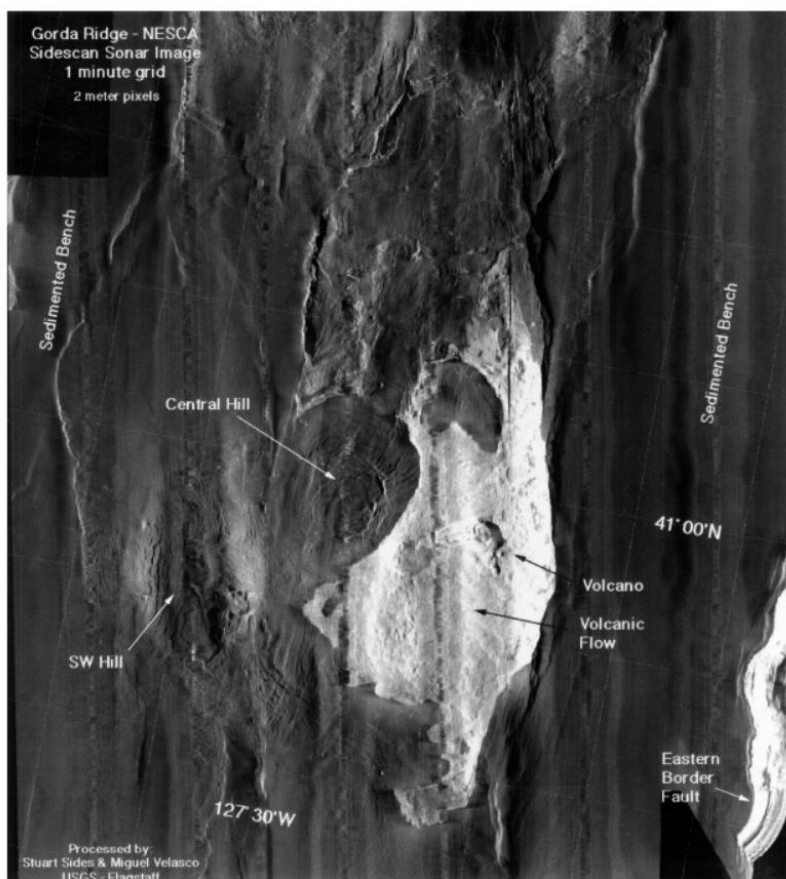


Рис. 1. 313. Подводный снимок Центрального Холма. Белое- восточная часть холма.

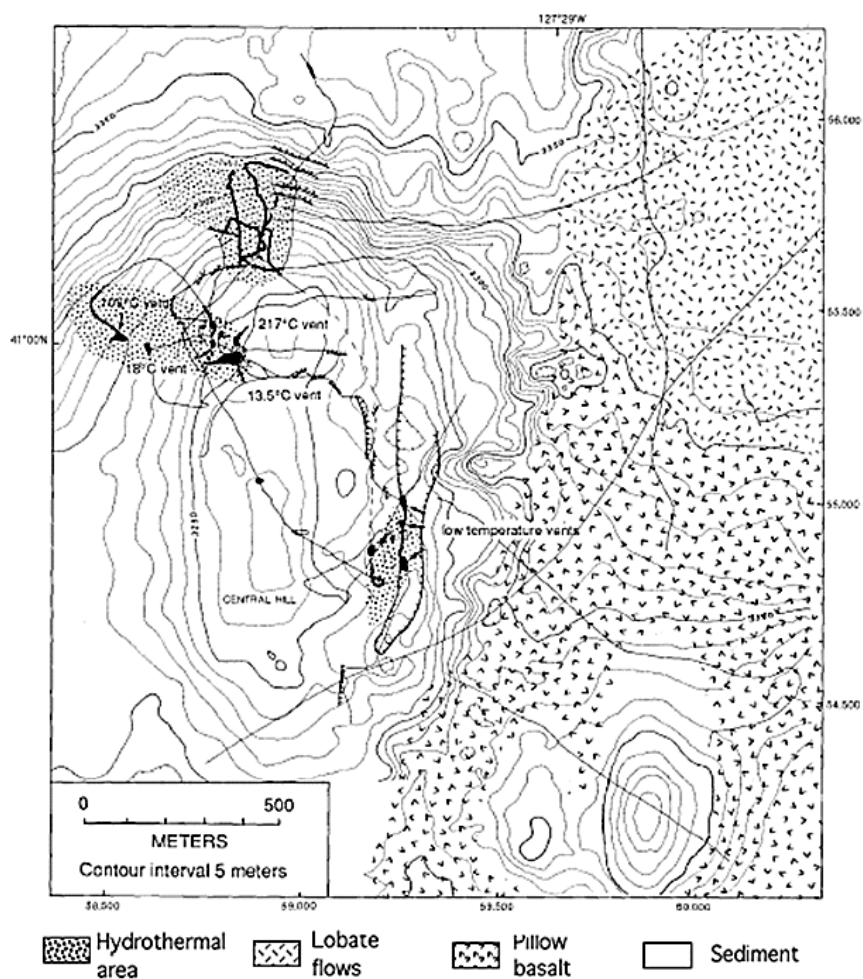


Рис 1. 314. Детальная карта Центрального холма, показывающая участки гидротермальных изменений и обнажений массивных сульфидных руд (черное – размещение активных гидротермальных проявлений и обнажений вулканических пород)

Скв. 1038А-1038І были пробурены в окрестностях Центрального холма. Приоритетом было бурение массивных сульфидных отложений, расположенных в зоне вблизи центра гидротермального восходящего потока. Массивный сульфид Центрального холма, позволяет считать, что минерализация образует только тонкий (5-15 м) прослой в последовательности осадка. Не было выявлено крупных массивных сульфидов. Кроме того, здесь отсутствовала развитая сульфидно-жильная фидерная зона в отложениях под сульфидом. Здесь же установлено отсутствие дымовых труб и широкое распространение высокотемпературных пирротиновых корок на осадке, что наблюдалось во время подводных съемок. Массивные сульфиды состоят преимущественно из пирротина и пигмента. Сфалерит локально обилен и связан с пирротинном. Из восьми литологических пачек, выделенных в скв. 1037В, только пачки II, III и VIII можно идентифицировать.

Скв. 1038І представляет собой самый полный литостратиграфический разрез. Пески верхней части разреза – слои мелкозернистого песка до ила и глины, переслаивающиеся с тонкими гемипелагическими аргиллитами. Верхи разреза пачки III характеризуются сменой тонко переслаивающихся песчаных и иловых турбидитов и гемипелагических слоев к более мощным, более богатым песком турбидитам, разделенным относительно маломощными интервалами аргиллита. Верхняя часть этого интервала идентифицирована во всех скважинах, которые проникают на глубину более 80 м и могут быть коррелирующими в верхней части регионального сейсмического прозрачного слоя. Трудно сопоставить нижнюю часть разреза с осадочной последовательностью (пачки IV-VIII), лежащей в основе Центрального Холма с последовательностью, пробуренной в скв. 1037, в 5 км к югу. Базальты мощностью от 2 до не менее 5 м вскрыты в скважинах 1038G, 1038H и 1038I. Базальты в основании скв. 1038I, возможно, поток, на основании наличия свежего стекла на верхней поверхности. Большинство образцов скв. 1038, содержат очень мало фораминифер или бесплодны. Их изменение явно связано с термическим и гидротермальным процессами. Данные скв. 1038F обеспечивают подтверждение того, что скорость осадконакопления в голоцене, вероятно, превышает 290 см млн лет. Гидротермальная нефть встречается в нескольких скважинах. Региональное созревание органического вещества было быстрым для всех скважин. В скв. 1038I метан имеет биогенное происхождение на малых глубинах и термогенное происхождение глубже в разрезе. Углеводородные композиции отражают терригенный источник органического вещества в отложениях в Эсканабском прогибе.

Центральный Холм. На широте Центрального холма трог Эсканаба заполнен ~ 600 м осадков. Акустические отражения вулканического фундамента, однако, недостаточно хорошо развиты. Центральный холм - одна из многочисленных небольших возвышенных холмов, которые сформированы над более крупными изверженными комплексами, характеризующие осевую часть трога Эсканаба. Центральный холм (1 км в диаметре и 60 м в высоту) образован поднятыми осадками и интерпретируется как цилиндрический блок осадков, ограниченный криволинейными нормальными разломами, связанными, вероятно, с внедрением крупного базальтового тела.

Литологические пачки.

Из осадочных толщ были собраны два основных набора данных, которые позволяют стратиграфическую корреляцию между скв. 1038 и 1037В. Такими данными были (1) размер зерна, точнее, объемный процент (песок + ил), (песок + ил + глина) и (2) магнитная восприимчивость отложений. Ниже ~ 100 м корреляции становятся менее надежной. В общем случае, верхняя часть керна 100 м скв. 1038А, 1038В, 1038G и 1038I характеризуется очень мелкозернистыми песчанистыми турбидитами, переслаивающимися с илом и глинистыми турбидитами и гемипелагитами. В районе Центрального холма, из восьми литологических пачек, идентифицированных в скв. 1037В, только пачки II, III и VIII могут быть идентифицированы положительно в скв. 1038I.

Содержание органических веществ в отложениях скв 1038 является низким. Содержание промежуточного газа высокое и составлено в основном из метана и двуокиси углерода с большими количествами этана, бензола и толуола. Биогенный метан находится только в скв. 1038I выше 40 м. Термогенные углеводороды (C1-C8) установлены во всех скважинах, а также присутствуют бензол и толуол при очень высоких температурах. Гидротермальные нефтепродукты встречаются в неглубоких участках нескольких скважин. Они являются продуктами серьезного изменения органического вещества и мигрировали в зоны вблизи морского дна в скв. 1038B, 1038C, 1038E, 1038G и 1038H. Региональные созревания органических веществ вокруг Центрального холма были быстрыми для всех скважин и температуры были выше для этой области, чем в системе Медиан Вэлли.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект, 2001 Lyle, M., Wilson, P. A., Janecsek, T. R., et al., 2002 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 199. //doi:10.2973/odp.proc.ir.199.2002.

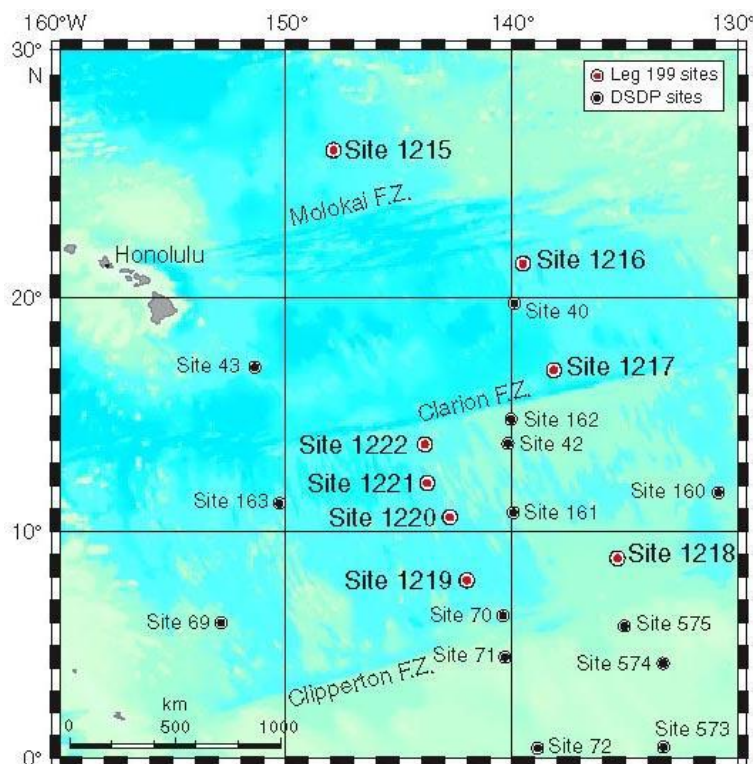


Рис. 1. 315. Карта расположения скважин рейса 199.

Скв. 1215. Глубина – 5396 м; проходка – 75,4 м (1215A); 82,8 м (1215B). Скважина расположена к северу от трансформного разлома Молокай в пределах типичной зоны холмов абиссальной равнины.

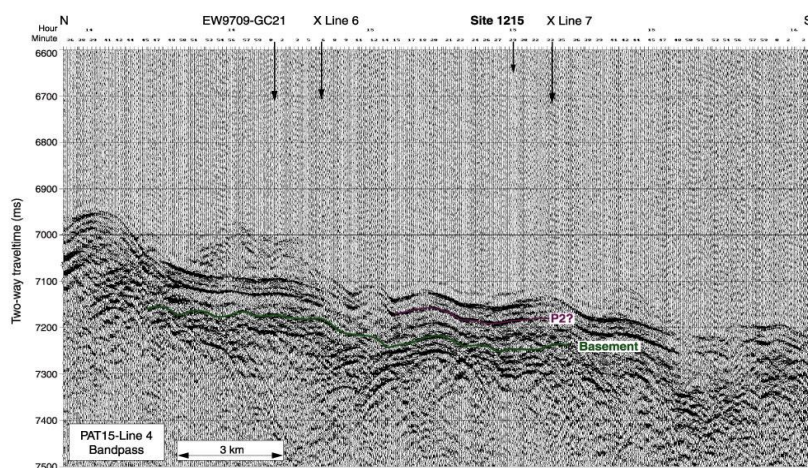


Рис. 1. 316. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 1215.

Site 1215

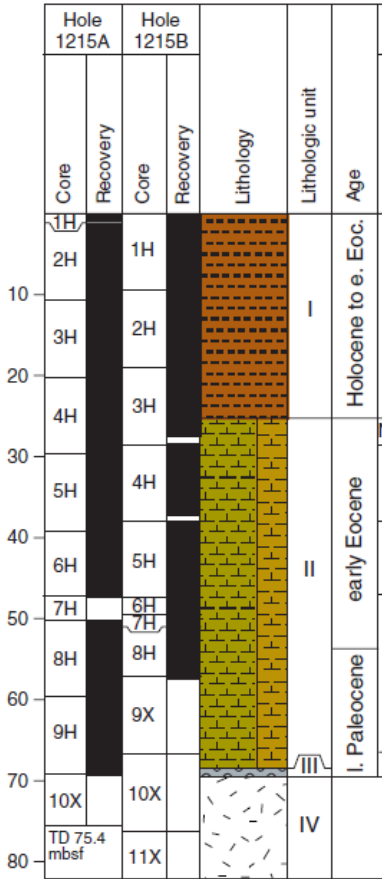


Рис. 1. 317. Литостратиграфия скв. 1215.

Пачка 1 (интервал 0-25,8 м) – голоцен-ранний эоцен – темно-коричневые глины с цеолитами, развитыми по вулканическому пеплу. Пепел присутствует постоянно в прослоях, обогащенных цеолитами. Черные кремни присутствуют в нижних 1. 5 пачки 1. Нижний контакт резкий и выражен изменением цвета на более светлый.

Пачка 2 (интервал 25,8-67,2 м) – ранний эоцен-позднейший палеоцен – коричневые и темно-коричневые глинистые нанофоссильные илы и нанофоссильные глины – коричневые и серо-коричневые. Цикличность в разрезе выражена в масштабах 20-50 см. Кремнистые нодулы; кремни – черные и обычно сломаны в галечной размерности фрагменты в процессе бурения.

Пачка 3 (интервал 67,2-69,2 м) – позднейший палеоцен – очень темно-коричневые «металлизированные осадки» – часто по степени присутствия в них гидроокислов железа и марганца, определяемые как «оксидный ил», содержат немного глины и непосредственно залегают на базальтах пачки 4 (~26% Fe и 9% Mn). Отсутствуют пепел и фоссилии.

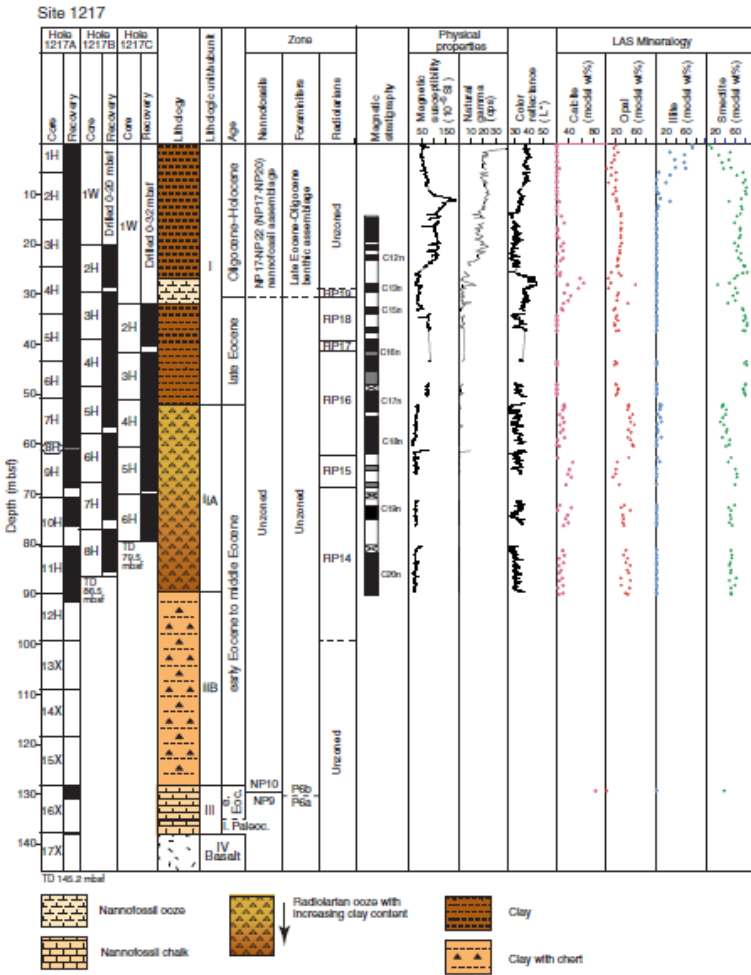
Пачка 4 (интервал 69,2-76,2 м) – поздний палеоцен - галька в основании разреза скв. 1215А и В. Галька – коричневатые окисленные и железненные афанитовые базальты: диаметр гальки – до 3 см.

Скв. 1217. Глубина – 5342 м; проходка – 145,20 м (1217А), 86,5 м (1217В), 79,5 м (1217С). Расположена севернее разлома Клиппертон – абиссальные холмы, типичные для центра Пацифика.

В скважине вскрыты: 145 м пелагических глин, радиоляриевый ила, кремней и нанофоссильного мела (1,1 м) и 30 см базальтов.

Пачка 1 (интервал 0-52 м) – голоцен-средний эоцен – темно-желто-коричневые и очень темно-коричневые глины; количество цеолитов и гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу. Потоки втекания (flow-in) присутствуют в интервалах 38-43 и 45-51 м. В верхней части пачки 1 в глинах присутствуют железомарганцовистые нодулы, кремнистые прослой и стекловатые прослой пепла. Внутри пачки 1 нижний олигоцен – темно-желто-коричневый нанофоссильный ил. Верхняя граница между илом и глиной – градационная. В нижнем контакте нанофоссильного ила прослой витрического пепла.

Рис. 1. 318. Литостратиграфия скв. 1217. Условные обозначения: нанофоссильный ил, нанофоссильный мел, базальт, радиоляриевый ил с увеличением содержания глины, глина, глина с кремнями.



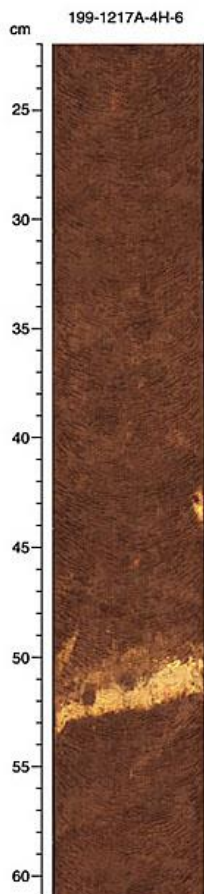


Рис. 1. 319. Прослой пепла в нанофосильном иле пачки 1.

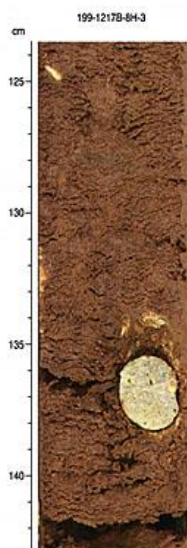


Рис. 1. 320. Галька пемзы в пачке 2а.

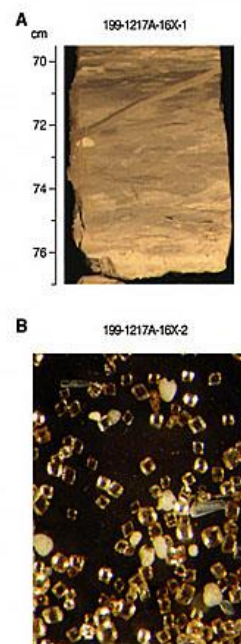


Рис. 1. 321. А. Нанофосильный мел с глиной и доломитом - пачка 3. В – доломитовые ромбы.

Пачка 2 (интервал 52-128 м) – средний-ранний эоцен; радиоляриевые илы с глинами, глинистые нанофосильные илы, кремни и глины, темно-фиолетовые илы с увеличением глины вниз по разрезу, светло-коричневые пепловые туфы. Обломки пемзовых галек до 3-х см. Пачка 2b – преимущественно кремни.

Пачка 3 (интервал 128-129 м) – ранний эоцен – нанофосильный мел с глиной и доломитом, светло – и темно-коричневые глины, и алевролит.

Пачка 4 (интервал 129-138 м) – поздний палеоцен – мелкозернистые, выветрелые афанитовые базальты. В глинах присутствуют нанофосилии позднего палеоцена.

Скв. 1218. Глубина – 4828 м; проходка – 276,8 м (1218А), 263,5 м (1218В), 256,8 м (1218С). Скважина

расположена к северу от разлома Клиппертон в центральной тропической части Тихого океана.

Пачка 1 (интервал 0-52,1 м) – голоцен-ранний миоцен; радиоляриевые глины и глины с цеолитами – светло- и темно-коричневые, прослой нанофосильных илов. Один прослой с марганцевыми нодулями.

Пачка 2 (интервал 52,1-216,9 м) – ранний миоцен – ранний олигоцен – нанофосильные илы, глинистые радиоляриевые илы и

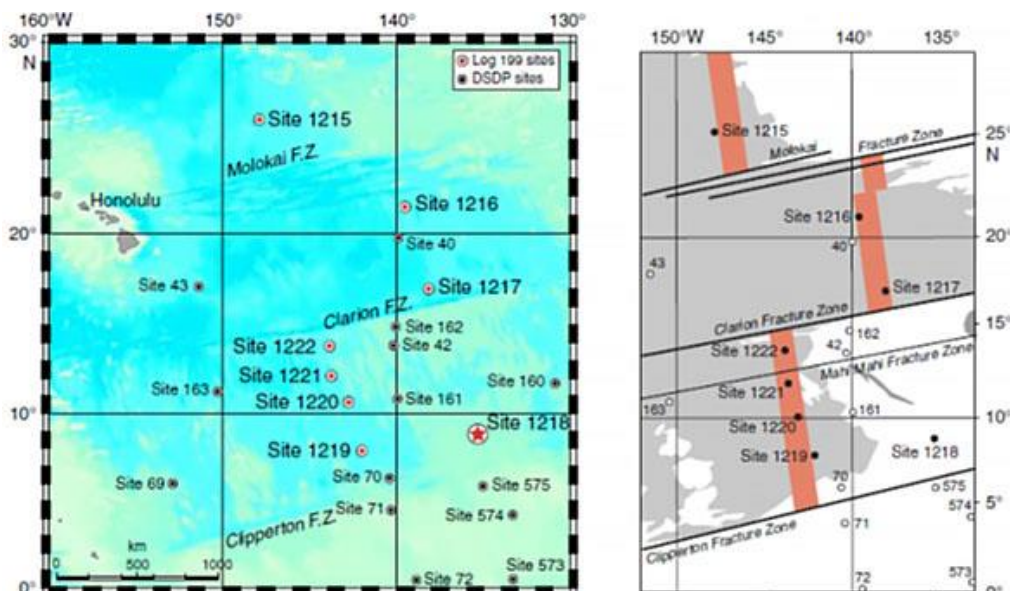


Рис. 1. 322. Расположение скв. 1218.

мел; цвета коричневые до белого, спорадически присутствуют прослой с фрагментами туфов.

Миллиметровые (до сантиметровых) фрагменты пемзы присутствуют спорадически. Обнаружен сферический 50 микрон стекловатый зеленый минерал, определен как микротектит. В основании пачки нанофосильный мел.

Пачка 3 (интервал 218,5-252,2 м) – олигоцен-средний миоцен – переслаивание радиоляритов и нанофосильного мела с примесью (до 30%) глин и с прослоями кремней. Цвет – темно-коричневый.

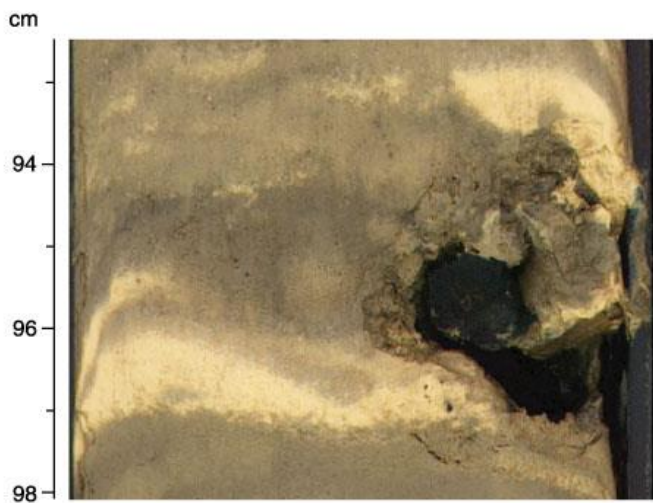


Рис. 1. 323. Марганцевый нодуль в пачке 1.



Рис. 1. 3424. Прослой кремней в пачке 3.

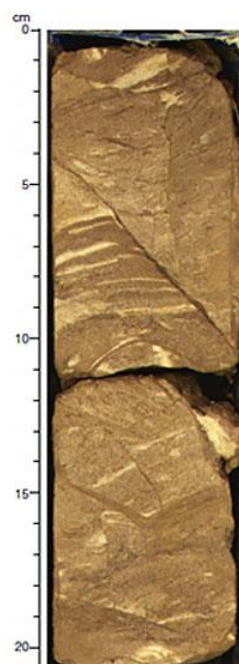


Рис. 1. 325. Трещины разрывов в пачке 4.

Пачка 4 (интервал 250,2-274,3 м) – средний эоцен – нанофосильный мел и нанофосильный мел с доломитом;

4а – бледно-коричневый, белый мел с примесью глин – 10-30%;

4б – темно-желто-коричневый нанофосильный мел с доломитом и глиной.

Слоистость показывает падение под углом 45 град. Сантиметровые разрывы наблюдаются во все пачке.

Пачка 5 (интервал 274,3-274,34 м) – средний эоцен – сантиметровые фрагменты выветрелых базальтов.

Скв. 1219. Глубина – 5063 м; проходка – 250,8 м (1219А), 158,0 (1219В); керн – 240,4 м (1219А), 138,55 м (1219В). Скважина расположена к северу от разлома Клиппертон, в районе абиссальных холмов.

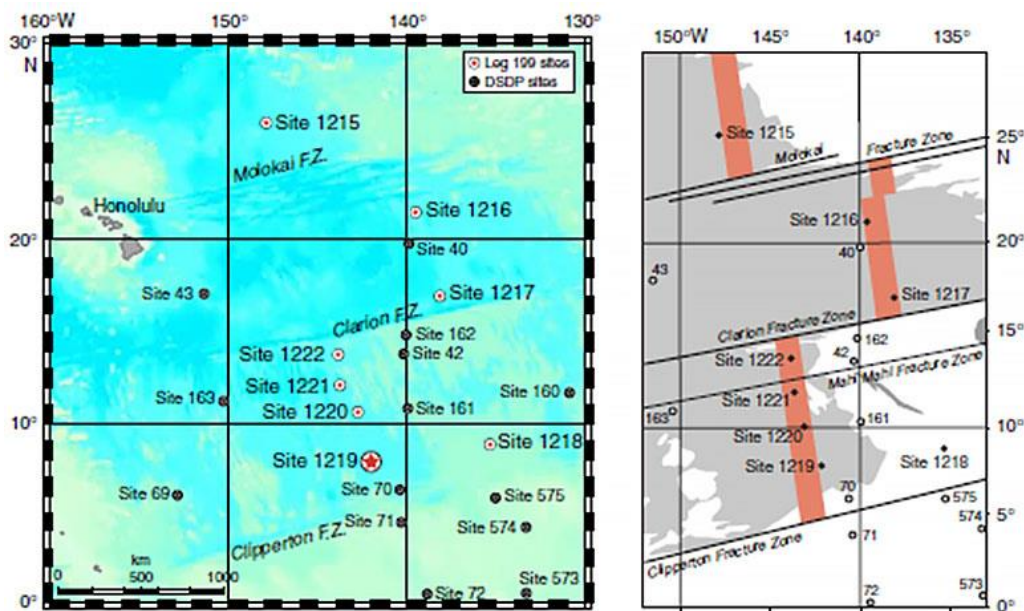


Рис. 1. 326. Расположение скв. 1219.

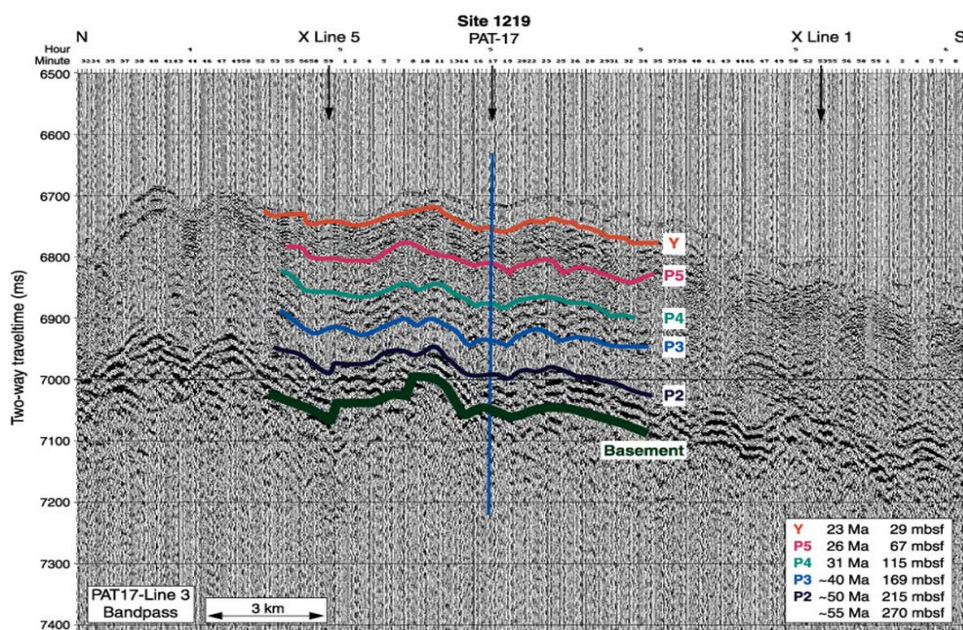


Рис. 1. 327. Сейсмический профиль района заложения скв. 1219 с отображением сейсмических горизонтов и их возрастов.

Пачка 1 (интервал 0-30 м), голоцен – ранний миоцен – радиоляриевые илы и глины; верхняя часть – глины темно-желто-коричневые; илы – от коричневатых до серых; ниже 14,6 м – радиоляриевые илы.

Пачка 2 (интервал 30-150,8 м) – ранний олигоцен – ранний миоцен – нанофоссильный ил, нанофоссильный ил с радиоляриями и глиной; ниже 123 м – увеличивается количество глины – цвет – розовый, красно-желтый.

Пачка 3 (интервал 150,8-234,2 м) – поздний эоцен – в основном радиоляриевый ил со значительной примесью глины в верхней и нижней частях пачки.

За – (интервал 150,8-224,5 м) – радиоляриевая глина и ил; присутствуют гидроокислы железа, вулканическое стекло, зубы рыб; агрегаты манганооксидов, пиритовые конкреции;

Зб – (интервал 224,5-234,2 м) – средний эоцен – радиоляриты, кремни и цеолитовая глина – красно-желтая.

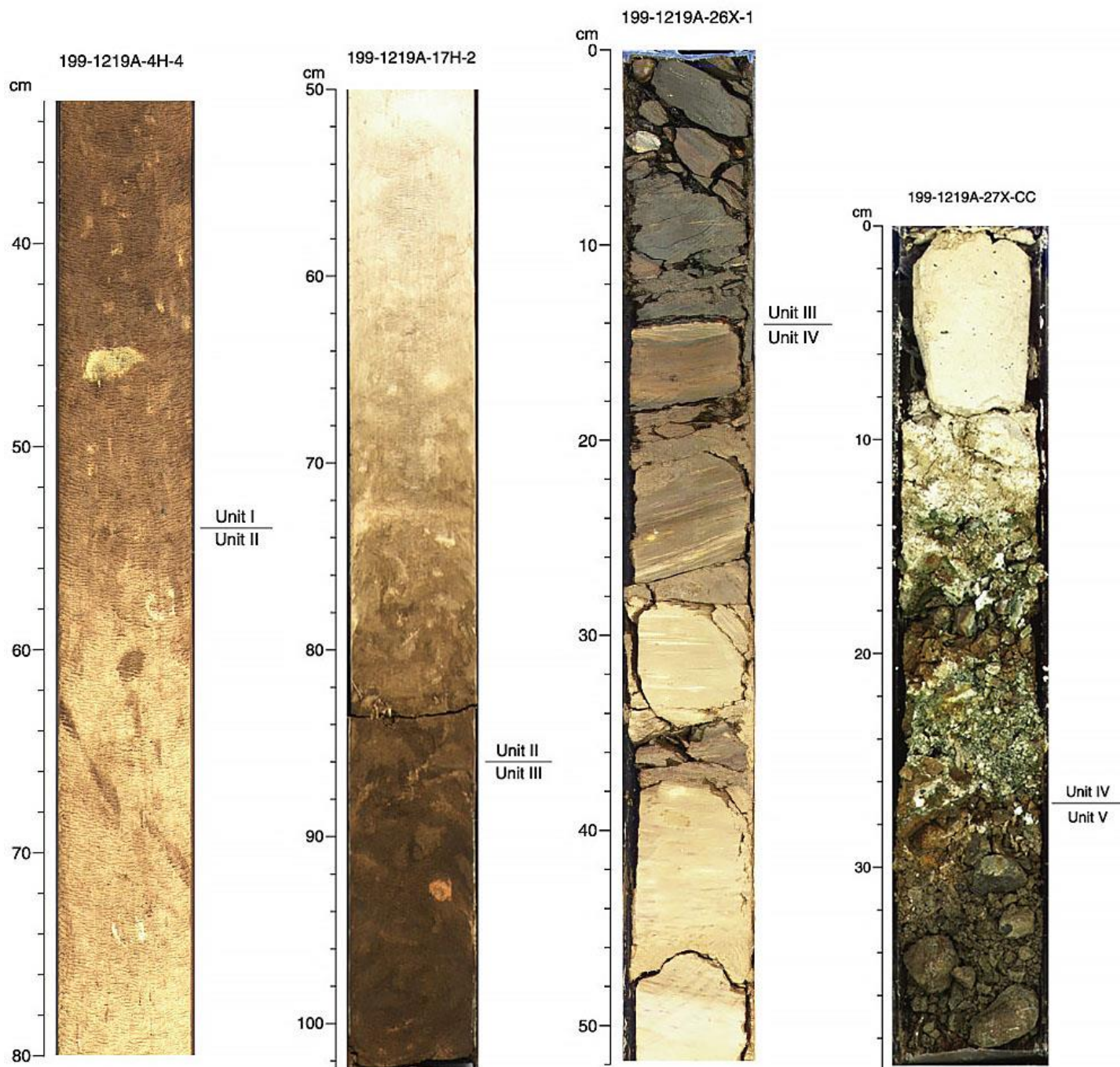


Рис. 1. 328. Переход от пачки 1 к пачке 2.

Рис. 1. 329. Переход от пачки 2 к пачке 3.

Рис. 1. 330. Переход от пачки 3 к пачке 4.

Рис. 1. 331. Переход от пачки 4 к пачке 5.

Пачка 4 (интервал 234-244,8 м) – ранний эоцен – известковый мел и мел с глиной. Породы окрашены в коричневые и красновато-коричневые тона. Внизу пачки, выше горизонтов базальтов, залегает прослой 14 см коричневого мела с фрагментами измененного (окисленного и ожелезненного) базальта.

Пачка 5 (интервал 244,8-250,8 м) – ранний эоцен – стекловатые интенсивно измененные базальты с миллиметровыми жилками кальцита.

Скв. 1222. Глубина 4989 м; проходка – 107 ,3 м (1222А), 64,4 (1222В); керн – 74,6 м (1222А), 63,77 м (1222В). Расположена южнее разлома Клишпертон, район абиссальных холмов.

Пачка 1 (интервал 0-54,9 м) – голоцен-ранний олигоцен – наноилы.

1а (интервал 0-40,5 м) – желтовато-коричневые, темно-серо-коричневые глины с цеолитами, гидроокислы железа и марганцовые нодулы (2-3 мм до 5 см).

1б (интервал 40,5-54,9 м) – ранний олигоцен – радиоляриевые глины, серо- и темно-коричневые; оксиды, цеолиты, вулканическое стекло и спикулы губок.

Пачка 2 (интервал 54,9-58,9 м) – ранний олигоцен – нанофоссильный ил, темно-коричневый; присутствуют гидроокислы железа, цеолит, вулканическое стекло.

Пачка 3 (интервал 58,7-66,6 м) – железо-оксидные глины с цеолитами.

Пачка 4 (интервал 66,6-97,7 м) – эоцен – кремни – темно-коричневатые, только фрагменты. Выше базальтового основания вскрыты фрагменты кремней – черные, выше по разрезу имеют коричневую кайму; в самом низу разреза небольшие фрагменты красных аргиллитов смешаны с брекчией кремней.

Пачка 5-97,7-97,8 м – ранний эоцен – базальты, высоко измененные, с афанитовой текстурой.

Рейс 201. Контроль микробиотических сообществ в глубоководных осадках восточной экваториальной части Тихого океана и окраины Перу, 2002 D'Hondt, S. L., Jørgensen, B. B., Miller, D. J., et al., 2003 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Volume 201.

[//doi:10.2973/odp.proc.ir.201.2003](https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.201.2003).

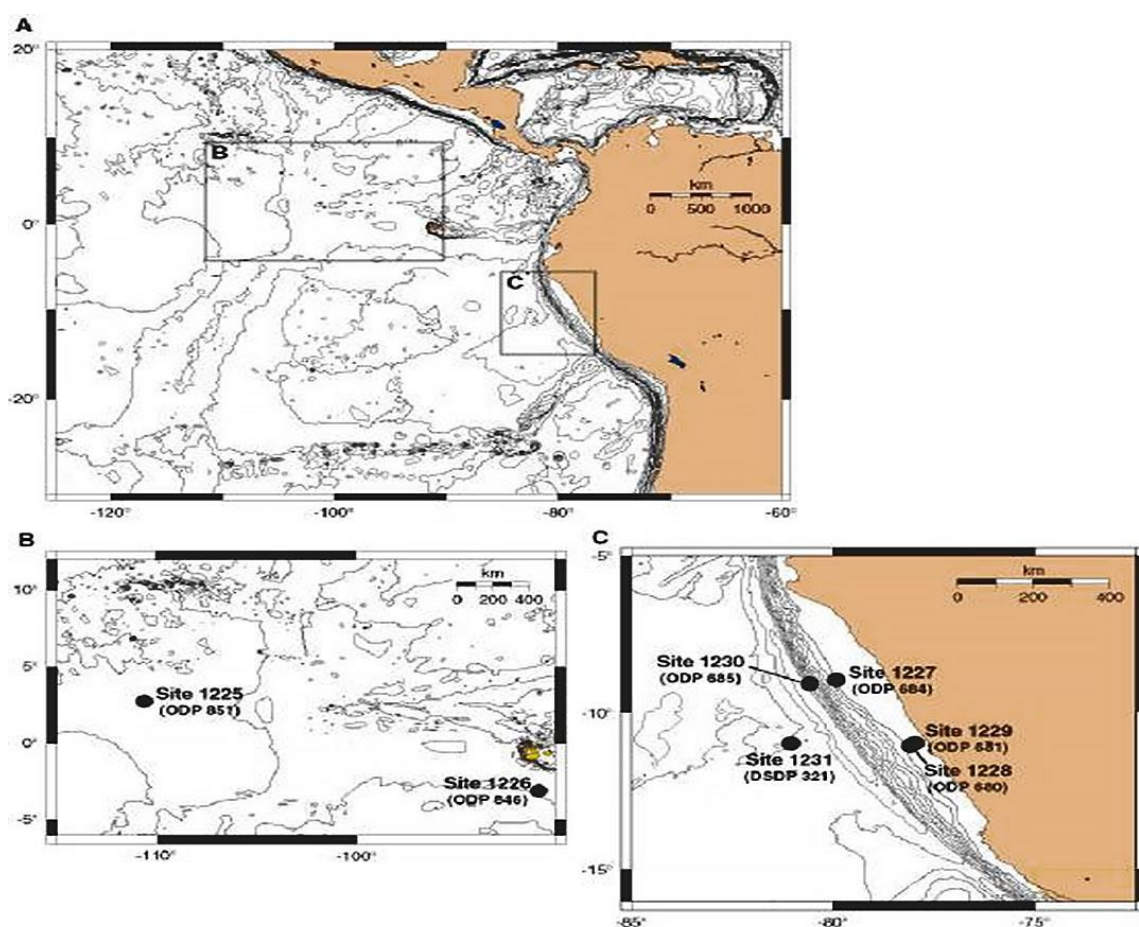


Рис. 1.332. Карта расположения скважин рейса 201.

Скв. 1226. Глубина – 3297 м; проходка – 421,1 м (1226В); 418,4 м (1226Е); керн – 413,69 м (1226В), 190,9 м (1226Е). Расположена в 300 км южнее Галапагосских островов. Мощность осадков 420 м. Древнейшие осадки, залегающие на базальтовом основании, имеют возраст 16,5 млн лет (миоцен).

Пачка 1 (интервал 0-400 м) – плейстоцен- ранний миоцен – диатомсодержащие нанофоссильные илы и диатомовые илы с различным количеством радиолярий, фораминифер и силикокластических компонентов. На глубине 370 м осадки становятся более литифицированы и определяются как мел или диатомит.

1а (интервал 0-51,9 м) – бледно-серые нанофоссильные илы;

1в (интервал 51,9-118,4 м) – метровые интервалы оливково-зеленых и бледно-зеленых диатомовых

нанофоссильных илов.

1с (интервал 118,4-271,9 м) – бледно-зеленоватые и бледно-коричневые нанофоссильные илы.

1d (интервал 271,9-400,2 м) – белые нанофоссильные илы, содержащие глину и радиолярии (увеличение диатомовой составляющей); скопления вулканического стекла. В нижней части – диатомит и мел.

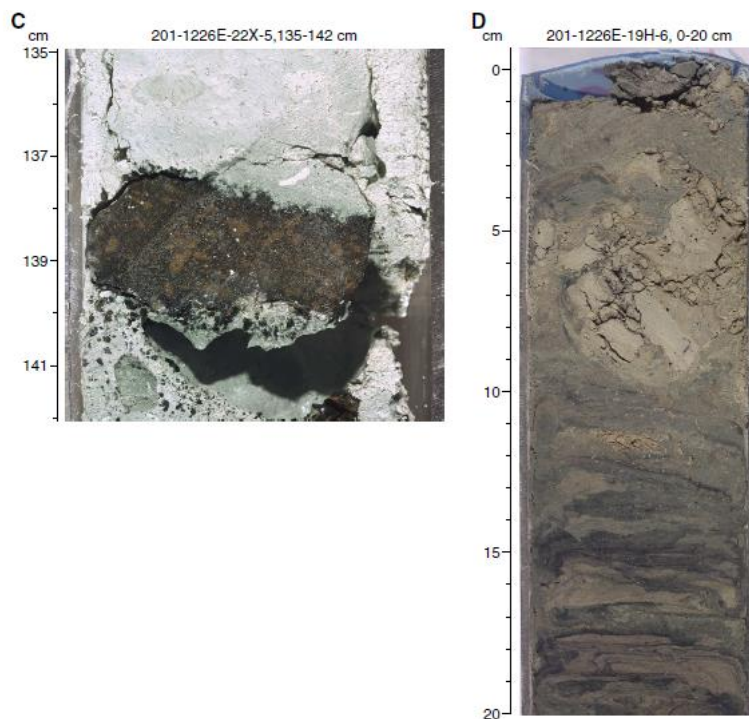


Рис. 1. 333. Прослой коричневого кремня в субпачке 1d (C) и желтый доломитовый нодуль в субпачке 1d (D).

Пачка 2 (интервал 400,2-421,4 м) – ранний миоцен – палево-зеленый – верхняя часть и красно-коричневый – нижняя часть разреза – фораминифер и диатомовый, обогащенный глиной, нанофоссильный мел, непосредственно залегающий на океаническом основании, бледно-зеленый (вверху) и светло-красноватый до

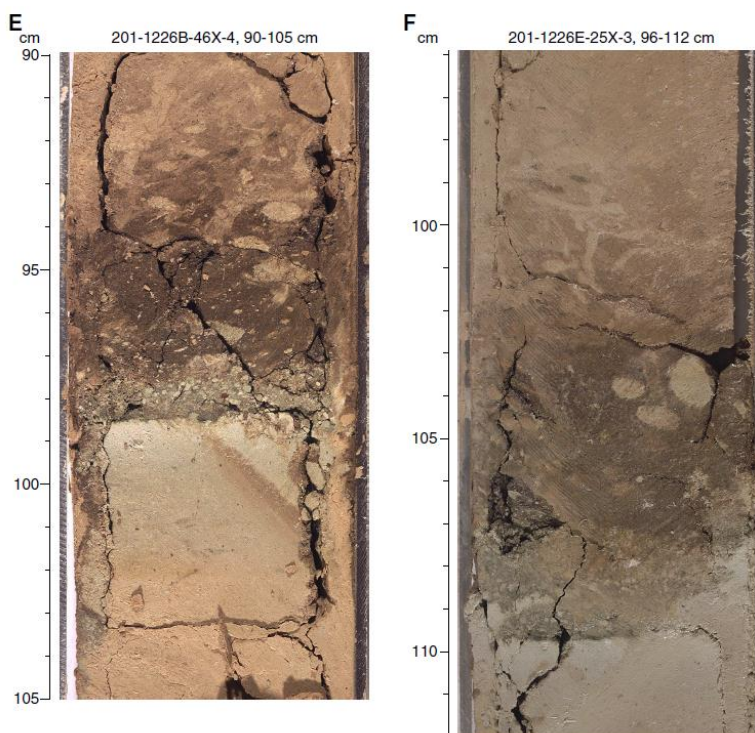


Рис. 1. 334. Слой переотложенных осадков пачки 2 выше базальтового основания.

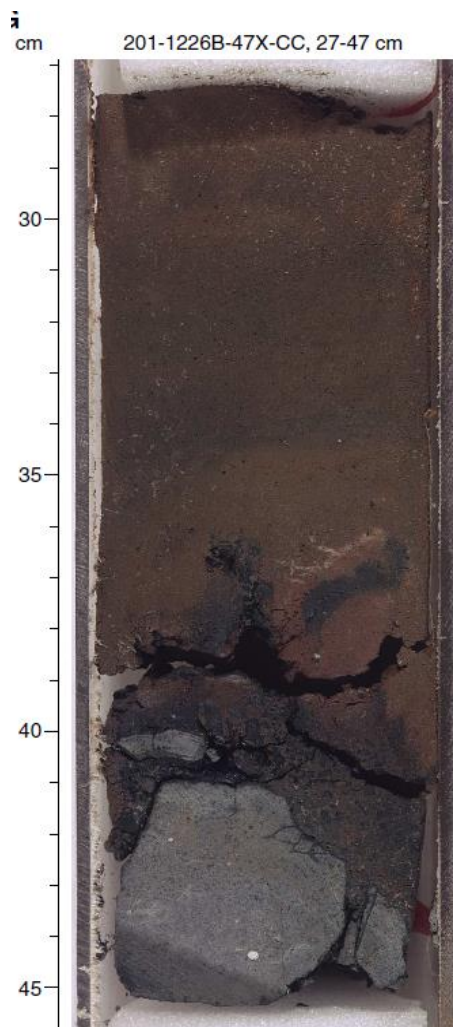


Рис. 1. 335. Красные, обогащенные гематитом осадки, залегающие непосредственно выше базальтов.

коричневого и красного (внизу), обогащенный глиной. Красноватые и коричневые полосы и пятна обусловлены присутствием окислов железа и марганца. Слой мощностью 5 см выше базальтового основания представляет собой осадок, образованный в процессе преобразования базальтов.

Непосредственно в контакте с базальтами в илистых осадках присутствуют прослойки в несколько сантиметров мощностью, сложенные угловатыми и субугловатыми обломками песчаной размерности. Большинство обломков – кремни (черные), доломиты, вулканический пепел. Ниже отметки 420,6 м в керне появляется базальтовая брекчия, сложенная красновато-бурыми, выветрелыми базальтами.

Скв. 1231. Расположена в бассейне Перу. Глубина 4827 м; проходка – 117,3 м (1231В), 121,9 м (1231D); 119,1 м (1231Е).

Пачка 1 (интервал 0-31,5 м) – миоцен-плейстоцен – серо-коричневые, бледно-желтые обогащенные глиной диатомовые илы с присутствием кварца, плагиоклаза, глауконита и пирита. Верхние 60-70 см – красные и коричневые.

Пачка 2 (интервал 31,5-56,5 м) – поздний олигоцен – миоцен – илы со сравнительно высоким количеством глины и вулканического стекла. Цвет илов, верхних 13 см – коричнево-оранжевый и темно-желтый, и далее 11 см – темно-коричневый. Биогенные компоненты – такие как диатомеи, радиолярии и фораминиферы – редки или отсутствуют.

2а – коричневые кварц-диатомово-радиоляриевые глины, обогащенные вулканическим стеклом с прослоями 10-40 см, более обогащенными сульфидами.

2в – темно-коричневые глины, обогащенные вулканическим стеклом с различным количеством цеолитов. В основании резкий контакт с белым нанофоссильным илом.

Пачка 3 (интервал 55,5-114,4 м) – поздний олигоцен – поздний эоцен – белые до темно-коричневых нанофоссильные илы с окислами марганца и железа, с вулканическим стеклом, зернами кальцита и цеолитов. Нижние 5-7 метров находятся непосредственно выше базальтового основания и характеризуются красным и очень темно-коричневым цветом, обусловленным преобладающим развитием гидроокислов железа и марганца. Контакт осадки – базальт вскрыт на глубине 114,4 м. Выше базальтов залегают фрагменты окисленных и ожелезненных базальтов.

Рейс 206 . Разрез верхней океанической коры в областях сверхбыстрого спрединга, 2003 Wilson, D. S., Teagle, D. A. H., Acton, G. D., et al., 2003. Proc. ODP, Init. Repts., 206: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.206.2003.

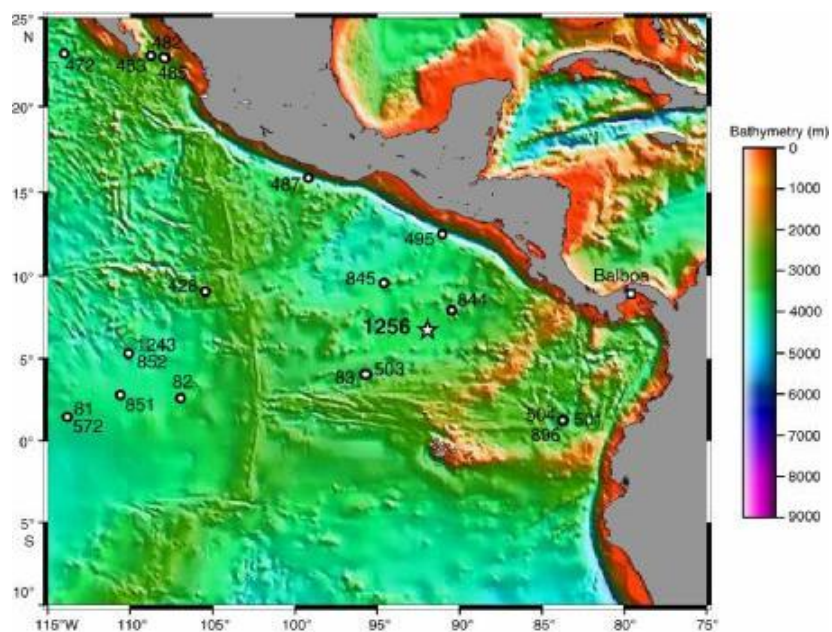


Рис. 1. 336. Карта расположения скважин рейса 206.

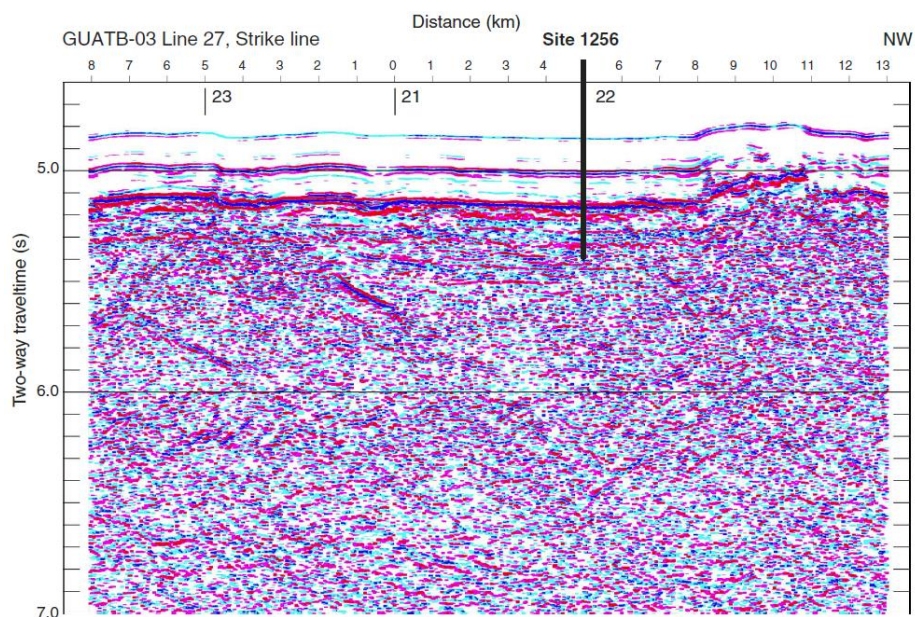
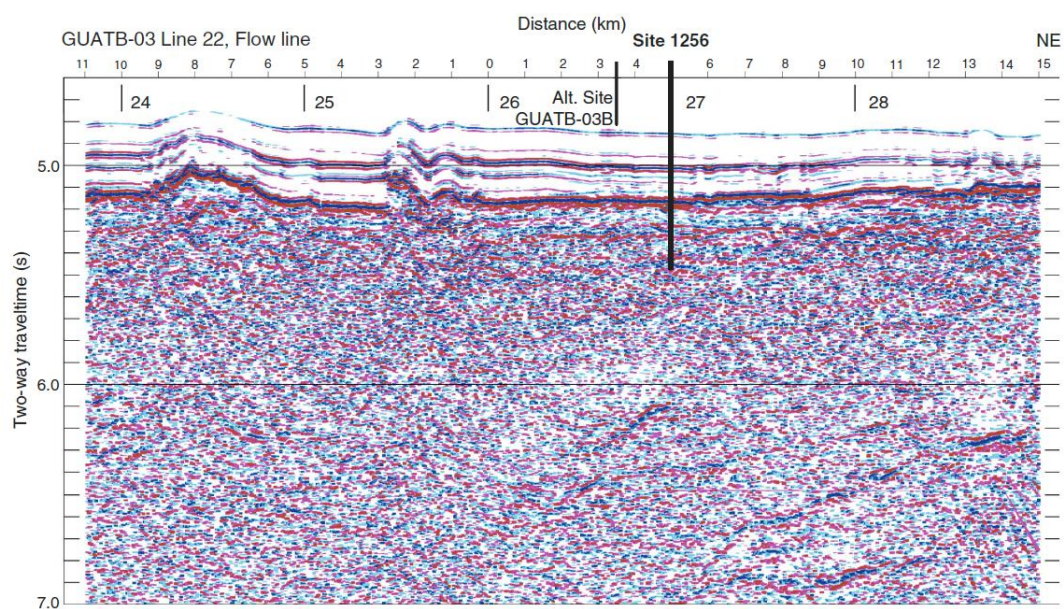


Рис. 1. 337. Сейсмические профили района заложения скв. 1256.

Скв. 1256. Глубина 3635 м; проходка – 251,7 м (1256В), 340,3 м (1256С), 752 м (1256D). Скважина расположена в Гватемальском бассейне в 530 км к северу от хребта Кокос. Мощность осадков около 300 м. Топография – абиссальная равнина с превышениями ~10 м. В 15 – 20 км к северо-востоку от скв. 1256 находится округлая подводная гора высотой 500 м, возвышающаяся над покровом осадков.

Пачка I (интервал 0-237 м) – плейстоцен-поздний миоцен – осадки, обогащенные глиной, делятся на две субпачки:

1а (интервал 17,5 м) – нанофоссильные глины и глинистый нанофоссильный ил и песок; биогенный материал в верхней части – 60% и 40% – в нижней; в глинах присутствуют следы вулканического стекла, смектит, прослойки вулканического пепла. Преобладающий цвет – желто-коричневый и оливково-серый; верхняя часть – очень темно-коричневая. Основание субпачки 1а – граница плейстоцен-плиоцен фиксируется увеличением количества обломочных и биогенных компонентов.

1b (интервал 17,48-40,6 м) – плиоцен-поздний миоцен – глинистый нанофоссильный ил, песчанистая глина и песчанистый нанофоссильный ил; по сравнению с пачкой 1а, здесь больше грубо-кластического материала. Цветовая гамма оливково-серая, буро-коричневая, усиливающаяся в нижней части разреза.

Пачка 2 (интервал 40,6-250,7 м) – поздний-средний миоцен – известковистые нанофоссильные илы с варьирующим количеством глины, присутствует вулканический пепел. Цвет илов – зеленовато-серый, иногда голубовато-серый; отмечается присутствие селадонита и глауконита. В нижней части разреза пачки вскрыты красно-коричневые кремни, обогащенные гидроокислами железа (1 м), непосредственно залегающие на базальтовом основании. Выше базальтов распространены обломки базальтов, окруженные каймой (гало) окисления.

Скважины группы 1256 (А, В, С, D) вскрыли базальтовое основание на разных глубинах: С – 88,5 м; D – 50,2 м. Основание разделено на 26 пачек (D) и 22 (С). В базальтовом основании доминируют тонкие (десятки см до 3 м) базальтовые потоки с максимальной мощностью до 20 м. Базальты – афировые, миндалекаменные. Присутствуют также вулканические брекчии (гиалокластиты) с цементом измененного (окисленного) стекла. Базальты изменены – в них развиты бурые минералы глин и гидроокислы железа, нередко развитые по трещинкам в базальте. Количество гидроокислов железа уменьшается с глубиной.

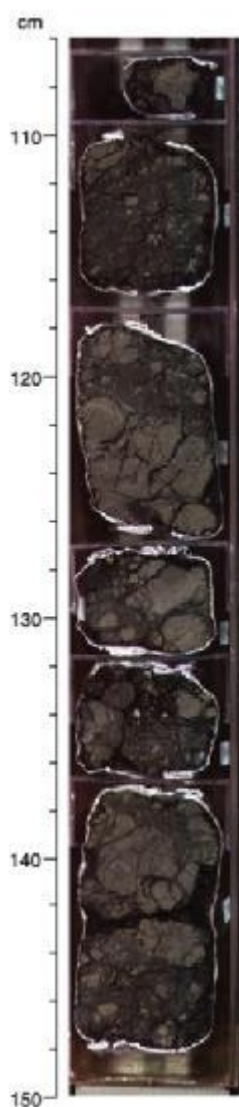


Рис. 1. 338. Фотография гиалокластитов.

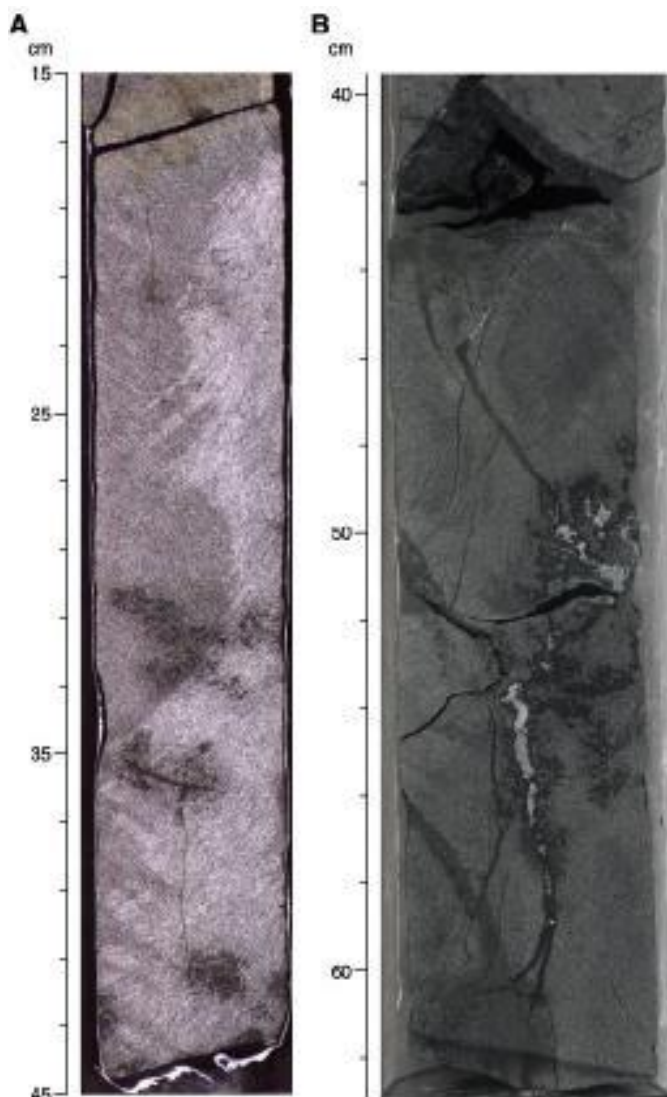


Рис. 1. 339 **А** – Обогащенные сапонитом темные измененные полосы в темно-сером измененном базальте; **В** – темно-серый измененный базальт с жилками сапонита. Гало изменения.

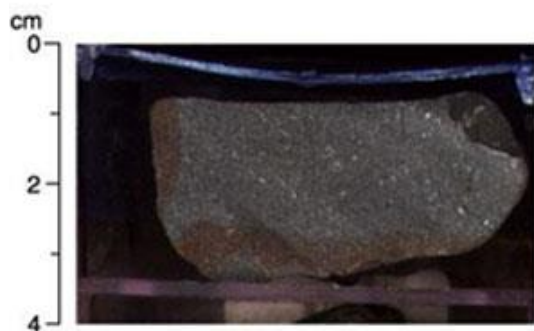


Рис. 1. 340. Два коричневых гало (5 мм) изменений по краям обломка базальта.

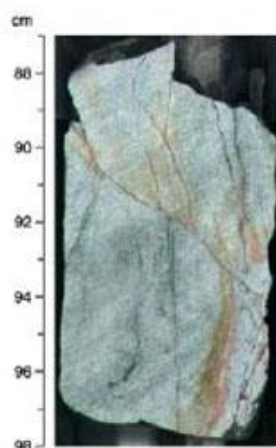


Рис. 1. 341. Темно-серый базальт с жилками голубовато-зеленого сапонита, окруженными коричневым гало окислением.



Рис. 1. 342. Жилки окисления в базальте.



Рис. 1. 343. Измененные гиалокластиты (A, D); C – измененный базальт; B, E – измененное стекло (шлиф).

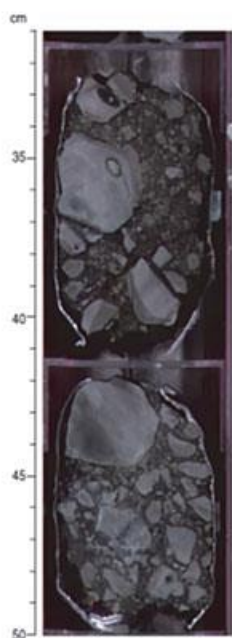


Рис. 1. 344. Вулканокластическая порода, сложенная угловатыми фрагментами криптокристаллического базальта в матрике измененного стекла и филлосиликатов (скв. 1256-4а).

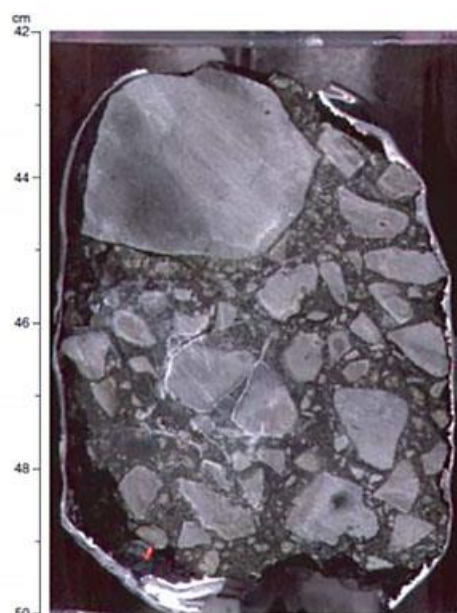


Рис. 1. 345. Брекчия талуса (скв. 1256).

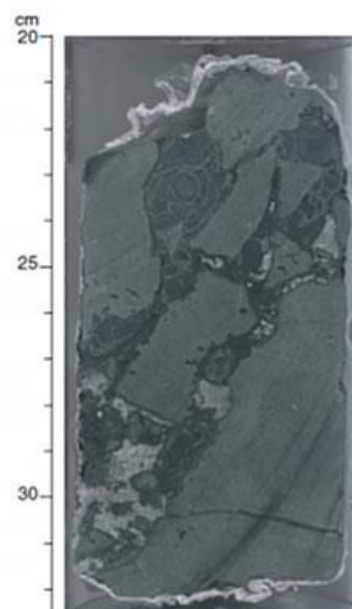


Рис. 1. 346. Брекчия с обломками базальта и стекла в смешанном матрике – сапонит плюс осадки.

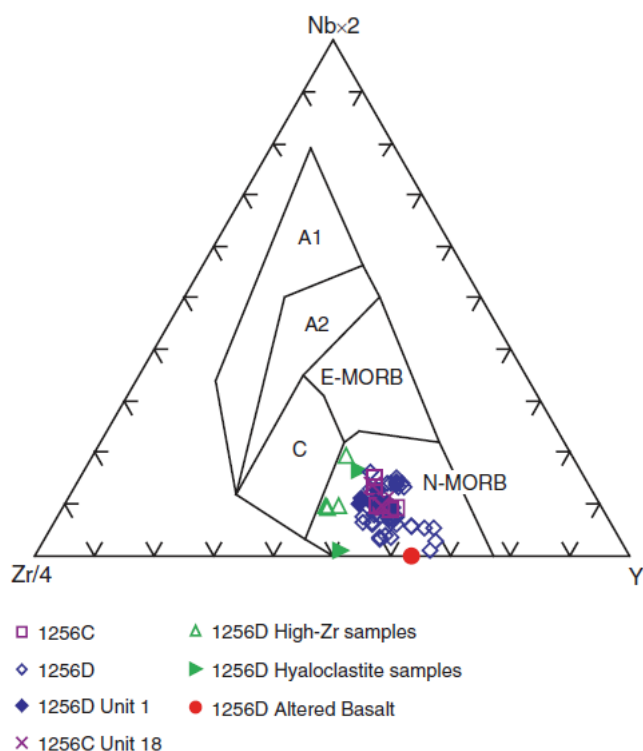


Рис. 1. 347. Nd-Zr-Y тройная диаграмма, показывающая поля различных типов базальтов. A1 – внутри фазовые базальты; A2 – внутри плитные щелочные базальты; C – внутри плитные толеиты; E – MORB – обогащенные базальты COX; N-MORB – нормальные MORB. Все образцы скв. 1256 находятся в поле N-MORB.

Рейс 329. Микробиология Южно-Тихоокеанской абиссальной впадины (South Pacific Gyre) D'Hondt, S., Inagaki, F., and Alvarez Zarikian, C., 2010. South Pacific Gyre Microbiology. IODP Sci. Prosp., 329.

//doi:10. 2204/iodp. sp. 329. 2010

Скважины 1367 и 1368 расположены в пределах западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Скв. U1367. Глубина 4288 м. расположена в районе абиссальных холмов, протягивающихся в субмеридиональном направлении. Рельеф варьирует по высоте от 100 до 150 м. Абиссальные холмы прослеживаются на 10-15 км и разделены абиссальными долинами. Присутствуют несколько подводных гор высотой менее 300 м

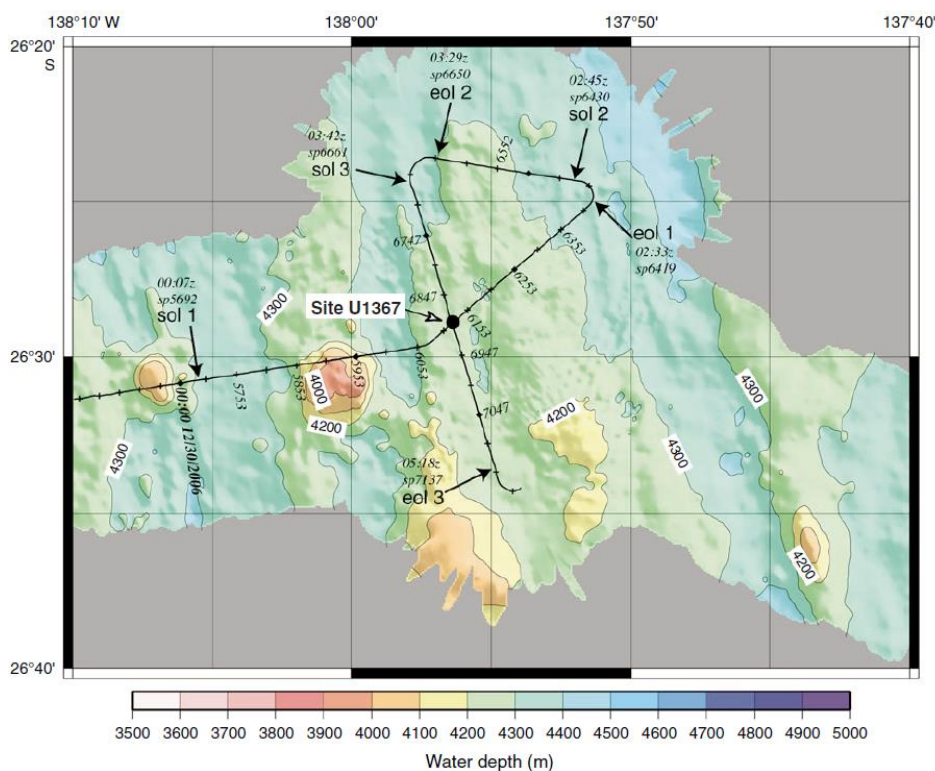


Рис. 1. 348. Батиметрия района заложения скв. U1367.

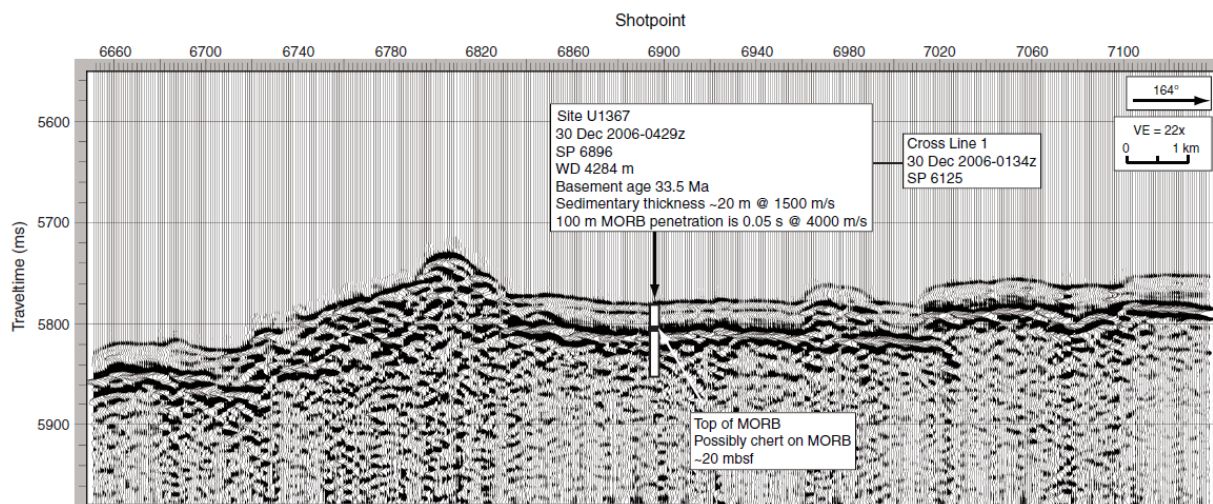


Рис. 1. 349. Сейсмический профиль района заложения скв. 1367.

Осадочные породы скважины представлены преимущественно глинами и илами. Основной компонент глин - смектит, присутствуют также минералы глин, филлипсит, цеолит и красно-коричневый аморфный компонент, сложенный оксидами железа и марганца (RSO). Главные компоненты илов – кокколитофоры и RSO, а также фораминиферы. На основании изучения литологии разрез скважины разделен на три пачки.

Пачка 1 (интервал 0-3,3-6,6 м) – ожелезненные пелагические глины. Пачка разделена на две субпачки на основании количества в них цеолита.

В субпачке 1А - его количество варьирует от 14 до 36 %. Фораминиферы редки. Большинство разрезов гомогенны и без особенностей слоистости.

Субпачка 1В – темно-коричневые металлизированные пелагические глины. Фораминиферы – редки, фрагментированы и изменены. Разрезы гомогенны и без слоистости. Количество глин и RSO возрастает и соответственно уменьшается количество цеолита.

Пачка 2 (интервал 6,6-24,7м) – нанофоссильный ил и нанофоссильный известковистый ил. Большая часть субпачки 2А нанофоссильные илы, которые содержат 8-90% кокколитофор и их обломков. Количество фораминифер менее 15%. В субпачке 2А количество глины и RSO меньше 10% и эти компоненты заметно увеличиваются в субпачке 2В, цвет которых коричневый – темнее, чем выше по разрезу. Цвет, чередующихся слоев связан с относительным количеством нанофоссилий.

Изучение разрезов показывает, что мощность и состав пачек варьируют в различных скважинах U1367. Мощность субпачки 2А, например, изменяется от 5,9 м до 8,7 м. Контакт осадков – базальт не вскрыт, но в



Рис. 1. 350. Фото фораминиферового ила. Образец 329-U1367В-2Н-СС.

основании разреза субпачки 2В осадки содержат повышенное количество RSO и микрофоссилии - фораминиферы, зубы рыб, спикулы губок, вулканическое стекло и кварц. Присутствуют планктонные и бентические фораминиферы.

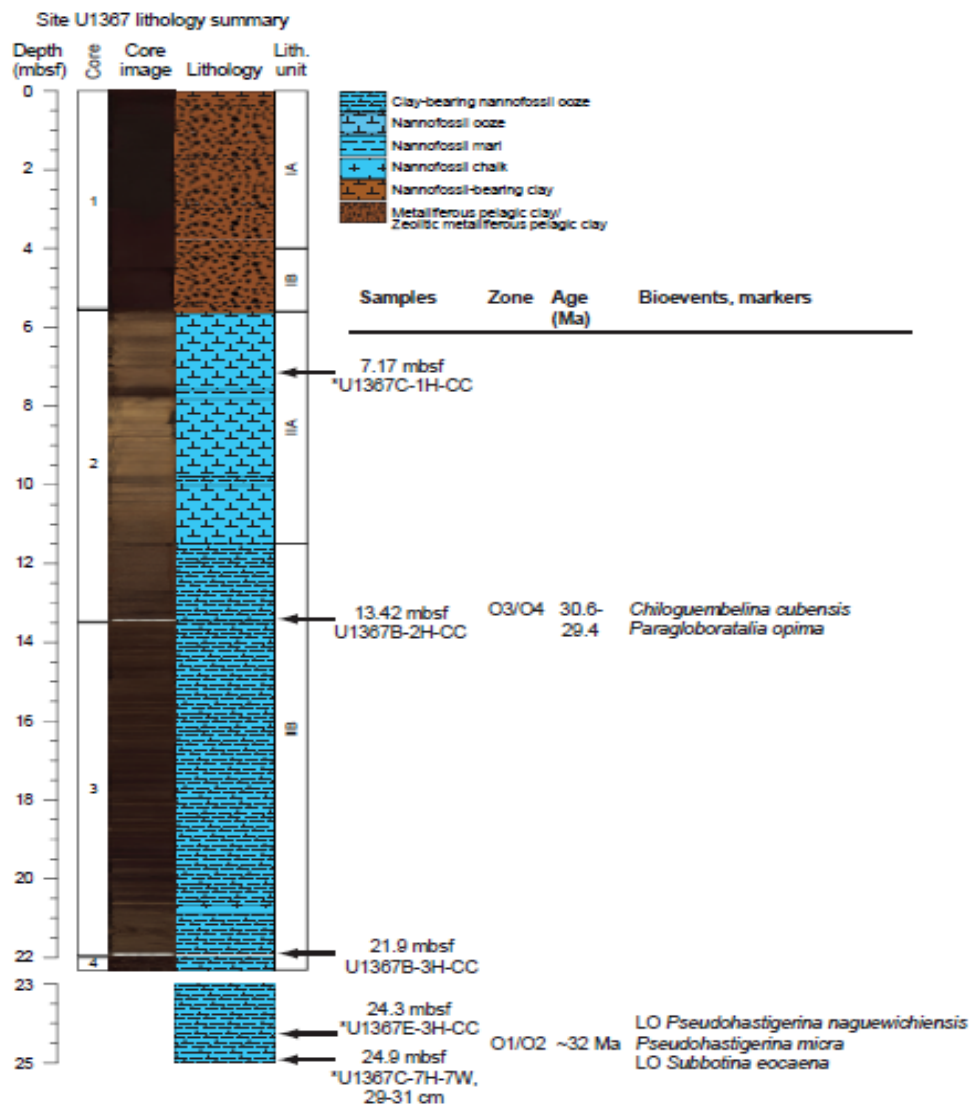


Рис. 1. 351. Литологическая характеристика и предварительная биостратиграфия скважины U1367. Место отбора образцов показано стрелками. Возраст основан на определении фораминифер. Условные обозначения: сверху вниз – содержащие глину нанофоссильный ил, нанофоссильный ил, нанофоссильный известковистый сланец, нанофоссильный мел, нанофоссильная глина, ожелезненная, и цеолит содержащая пелагическая глина.

Контакт осадки – базальт вскрыт, но значительно нарушен бурением и соответственно не может быть представлен в контакте с желто-коричневой глиной с нанофоссилиями и микрофоссилиями. Песчаные и аргиллитовые зерна, сочетаются с гидрооксидами железа, фораминиферами, зубами рыб и спикулами губок, вулканическим стеклом и кварцем. Планктонные и бентические фораминиферы имеют признаки изменения.

В скв. U1367 базальтовое основание вскрыто в интервале 0-33,5 м и содержит афировые, редко порфиновые крипто- и микрокристаллические, фрагменты со структурами закаливания и стекловатыми краями массивных пачек. Эти породы разделены на две пачки основания.

Пачка 1 – трещиноватые пиллоу фрагменты, миндалины редки и заполнены вторичными минералами – селадонитом и гидрооксидами железа.

Пачка 2 – тонкие потоки до 54 см. Вторичные изменения – от 2 до 25% концентрируются вокруг текущих жил и изменений типа гало. Изменения сопровождаются увеличением калия, бария, окислов железа и потерь при прокаливании.

Скв. U1368 (~ 3740 метров ниже уровня моря) находится в южной части Тихого океана, в пределах фланга ВТП, сложенного абиссальными холмами, простирающимися с севера на юг (рис. F1).

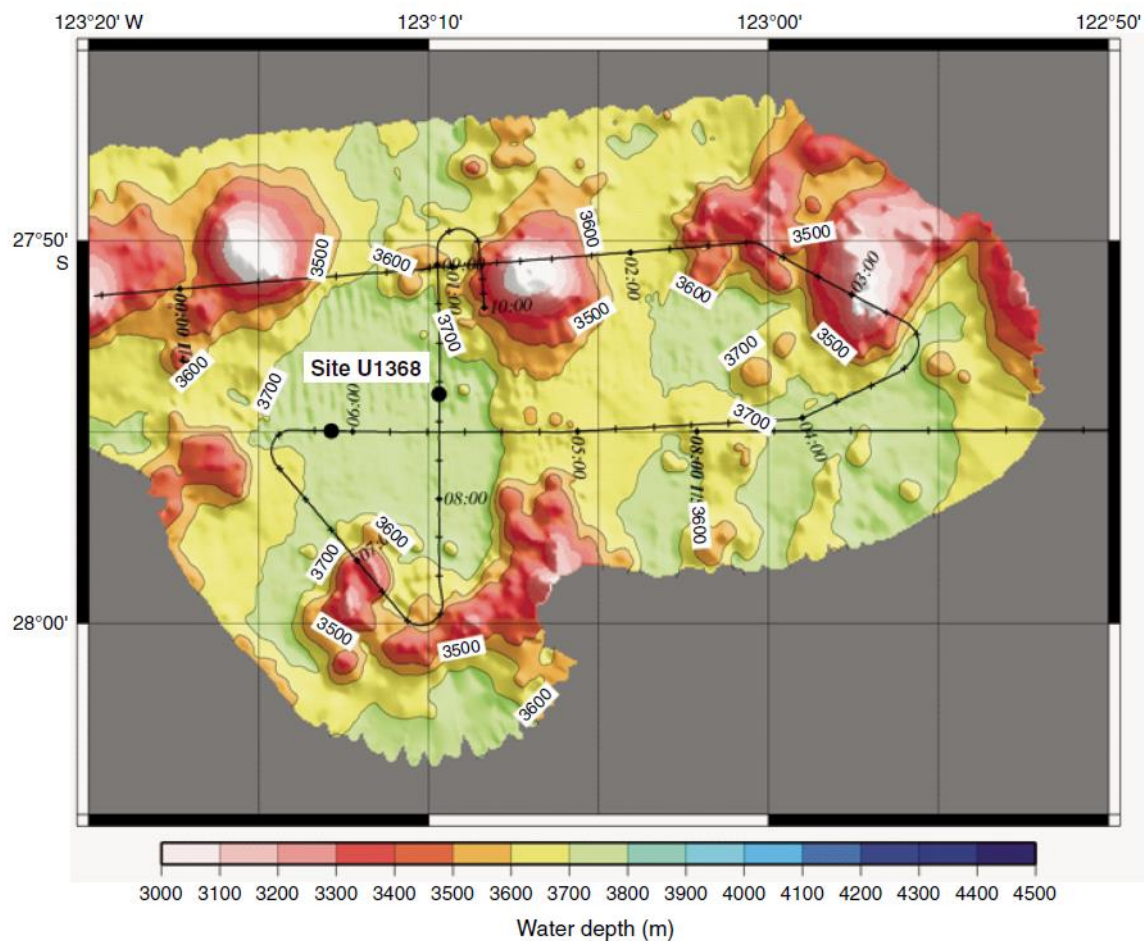


Рис. 1. 352. Батиметрическая карта района заложения скв. U1368.

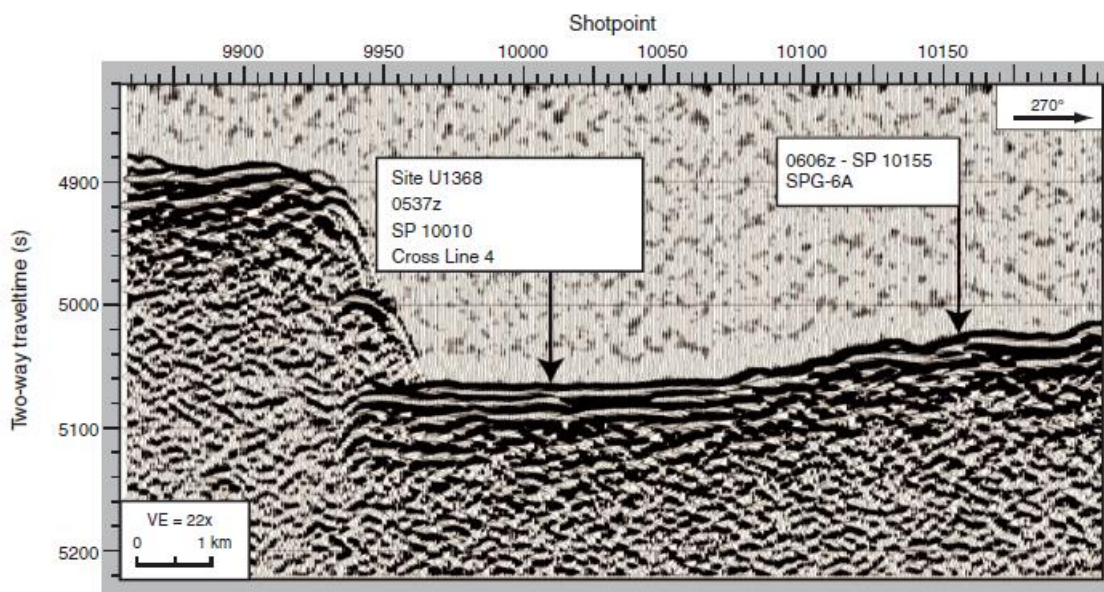


Рис. 1. 353а. Сейсмические профили района заложения скв. 1368.

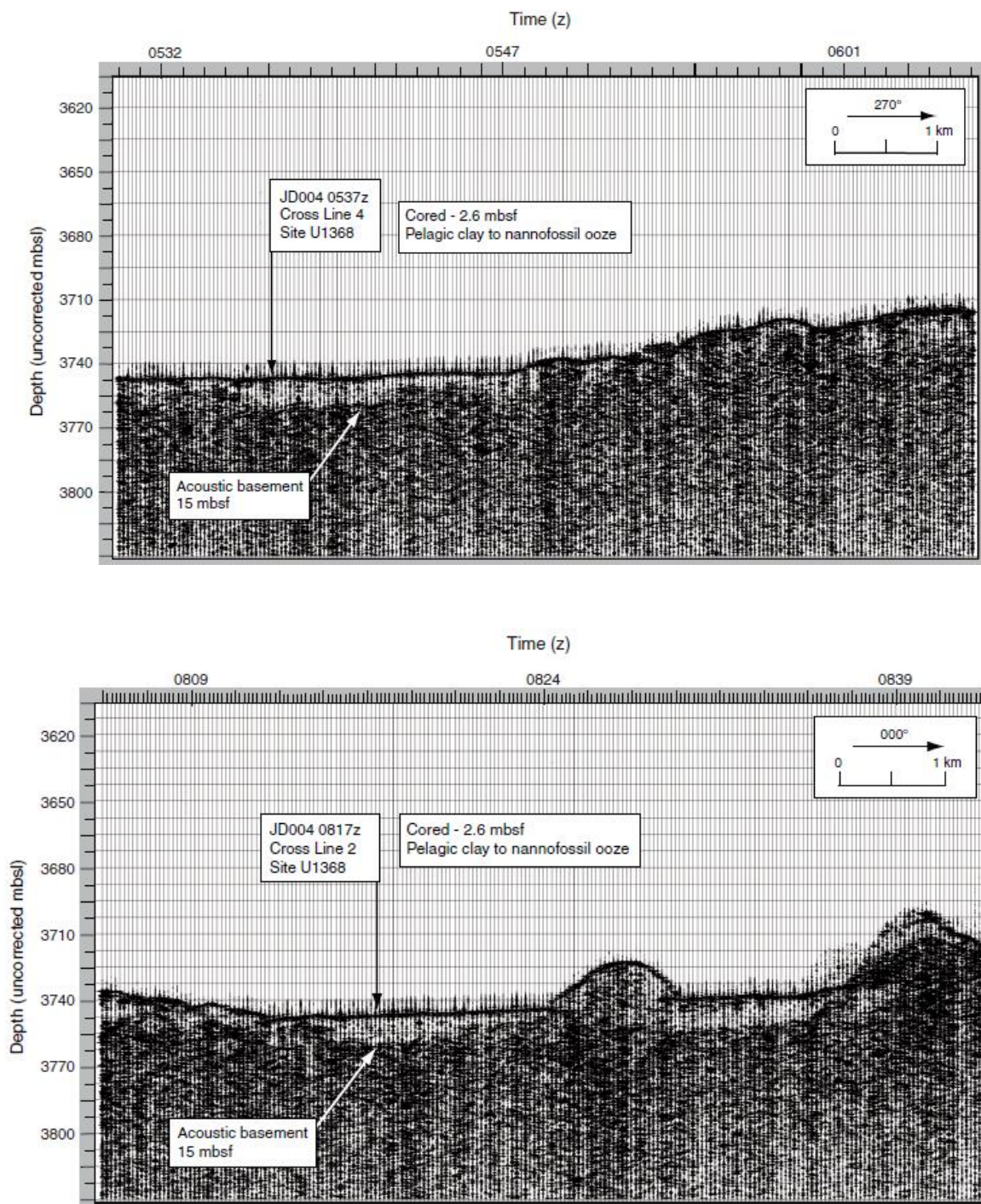


Рис. 1. 3536. Сейсмические профили района заложения скв. 1368.

Участок заложения скважины ограничен с востока и запада подводными горами 500 м в высоту, 6 км в ширину, возвышающимися над сопредельными холмами. Осадки на участке заложения скважины U1368 имеют мощность 15-16 м и состоят из известкового ила, пелагической глины и песка. Еще 1 м представлен вулканокластической брекчией, из интервала между базальтовыми потоками, 80 м ниже границы осадки - базальт. Основным компонентом разреза является известковый нанофоссильный ил красно-коричневый до желтоватого с дисперсными окислами железа (RSO) и фораминиферами. Глинистые минералы находятся в относительно низком количестве по всему разрезу. Глинистые и песчаные интервалы содержат большое количество минералов, в том числе альбит-анортит, анкерит, авгит, кальцит, хлорит, гематит и титаномagnetит. Вулканокластическая брекчия содержит измененные обломки пород и стекла базальтов. Разрез скв. U1368 делится на три литологические пачки.

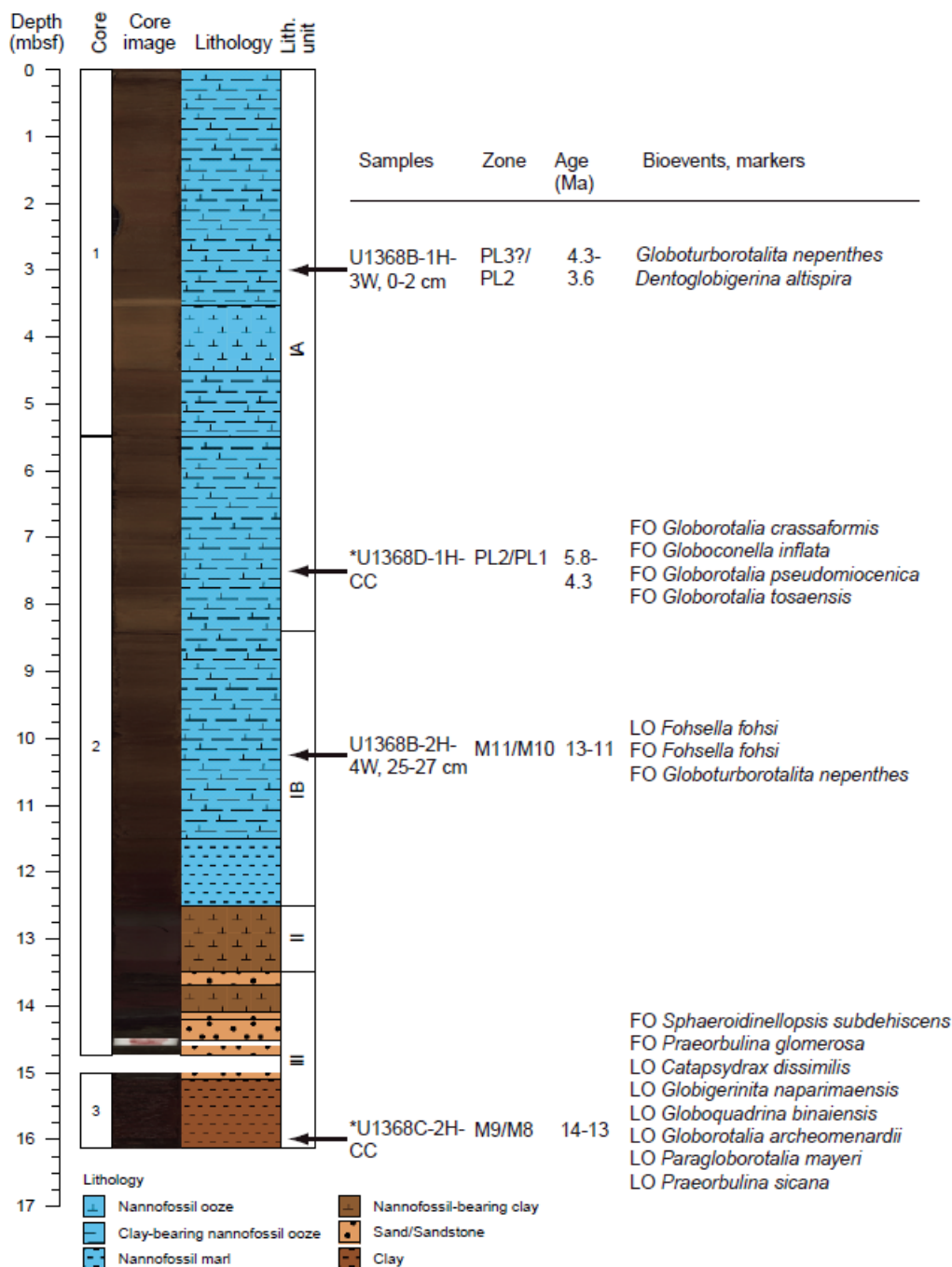


Рис. 1. 354. Литостратиграфия скв. 1368. Условные обозначения: слева-направо, сверху вниз: нанофоссильный ил, содержащий глину, нанофоссильный ил, нанофоссильный доломит, нанофоссильно содержащая глина, песок, песчаник, глина.

Пачка I (интервал 0-8,2 м) – темно-желто-коричневые нанофоссильный ил, глина и нанофоссильная известковистая глина. Пачка I разделена на субпачки IA и IB на основе вертикального распределения нанофоссилий и RSO.

Субпачка IA содержит обильные нанофоссилии и, следовательно, квалифицируется как нанофоссиловый ил. Большинство фораминифер в илах субпачки IA сломаны и подверглись растворению. Количество нанофоссилий уменьшается в субпачке IB, в то время как RSO, увеличивается пропорционально, осадки темно-желто-коричневые и темно-коричневые.

Пачка II сложена глиной, которую можно отличить легко от других пачек равномерным, очень темно-коричневым цветом.

Пачка III включает три интервала песков, разделенных мощными (20 см) слоями гематитовой нанофоссильной глины. Песчаные интервалы содержат отличный минеральный набор, включающий

компоненты базальтов (плагиоклаз и авгит), а также анкерит, хлорит и титаномagnetит. Мощность пачки I, например, уменьшается на ~ 2 м на 40-метровом поперечном расстоянии, которое отделяет скважины U1368B и U1368E. Тем не менее, каждая скважина содержит аналогичные иловые, мергельные и песчаные интервалы. Пачка III содержит от одного до трех песчаных интервалов и один богатый глиной интервал. Все три песчаные интервалы встречаются в самой нижней части керна U1368B. Песчаники нижнего прослоя содержат обломки минералов выветрелых до состояния глины. Очевидна непрерывность трех песчаных интервалов от скважины к скважине. Все три прослоя песка являются обломочными породными, но каждый обладает особым набором минералов. Верхний (темно-серый) песок содержит многочисленные минералы плагиоклаза. Верхний песок другой богат авгитом. Средний (зеленый) песок также содержит альбит-анортит и авгит, а также хлорит. Самый нижний (черный) песок содержит обильные известковые илы и сильно магнитен. Контакты между соседними литотипами являются резкими.



Рис. 1. 355. Фото черного литического песка, отобранного выше базальтового основания, показывающего перекристаллизованные планктонные фораминиферы.

Взаимоотношения осадков и базальта изучались в каждой скважине. Смешанные осадки и базальтовые фрагменты были извлечены в скв. U1368B, U1368C, и U1368D. Литологические типы пород, связанных с базальтами, включают зеленый и черный литокластический песок. Базальт, границы осадок – базальт, сильно изменен. Осадок, содержит обломки размером с гальку рыхлых, сильно измененных базальтов.

Наиболее интенсивное изменение проявлено в закаленных каймах и в вулканической брекчии, где изменение базальта может быть почти полным. Продукты изменений включают сапонит, селадонит, оксигидраты железа, кварц, карбонат.

Брекчия представляет собой вулканокластический гиалокластит и составляет 3,1% от общего количества пород скв U1368. Типичный диапазон размеров обломков составляет от 1 до 15 мм. Обломки составляют 80% от общего объема брекчии. Обломки в брекчии угловаты и слабо отсортированы.

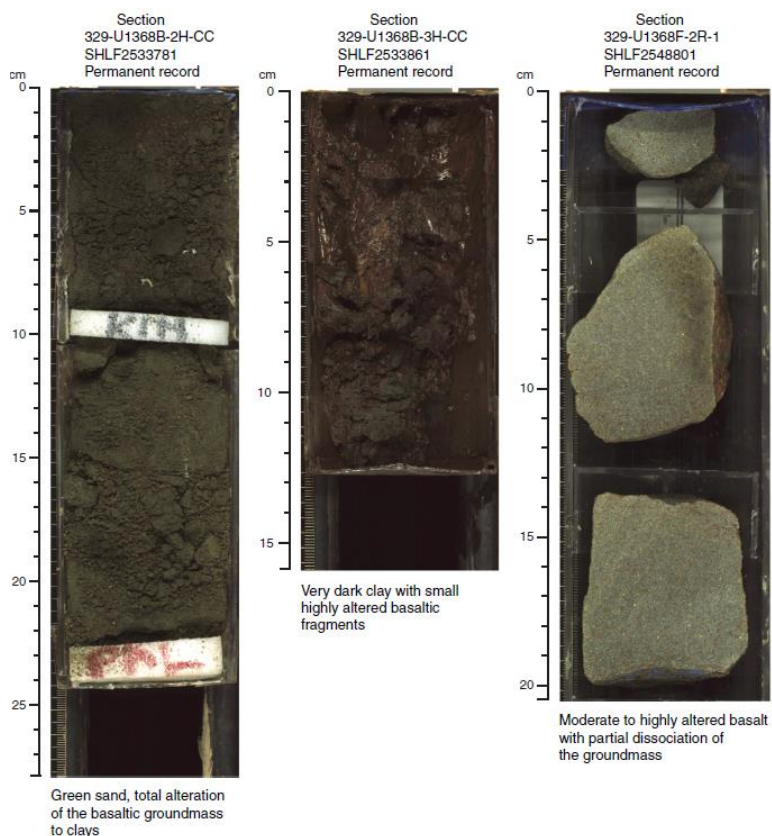


Рис. 1. 356. Фото керн интенсивно до полностью измененных глин и песков базальтового происхождения в части разреза взаимодействие осадков и базальтового основания.

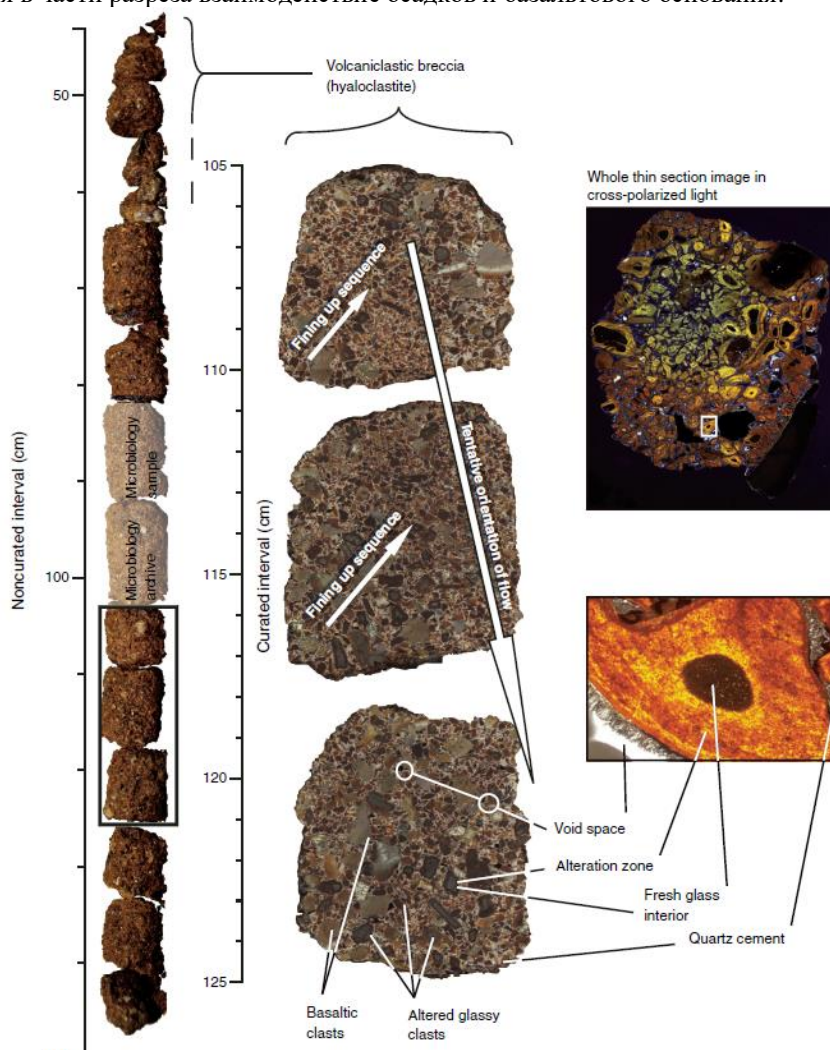


Рис. 1. 357. Фотография керн вулканокластической брекчии. Внизу фото шлифов в проходящем свете.

В скв. 1368 вскрыто 16 м разреза пелагических глин, нанофоссильных илов с фораминиферами, и литических песков, залегающих выше базальтового основания. Грубообломочная фракция, в изученных образцах из известковистых илов, представлена планктонными фораминиферами с меньшим количеством бентических фораминифер и остракод. Бентические фораминиферы. Более 17 видов бентических фораминифер были обнаружены в четырех образцах, исследованных в керне скв. U1368. Семь остракод изучены в керне скв. U1368

1.3.2 Обсуждение результатов бурения

В силу ряда обстоятельств, глубинное бурение в этой части Тихого океана проведено исключительно фрагментарно, скорее всего, по причинам равной и значительной удаленности ВТП от континентов, а возможно и по другим причинам, автору не известным.

Все это определяет известную фрагментарность материалов бурения в пределах ВТП, которая (фрагментарность) в известной мере окупается детальностью материалов бурения. Начнем рассмотрение с материалов рейса 329, проведенного в южной части ВТП. Скважины этого рейса располагались как в пределах Южно - Тихоокеанской абиссали, так и продолжались в пределы флангов ВТП.

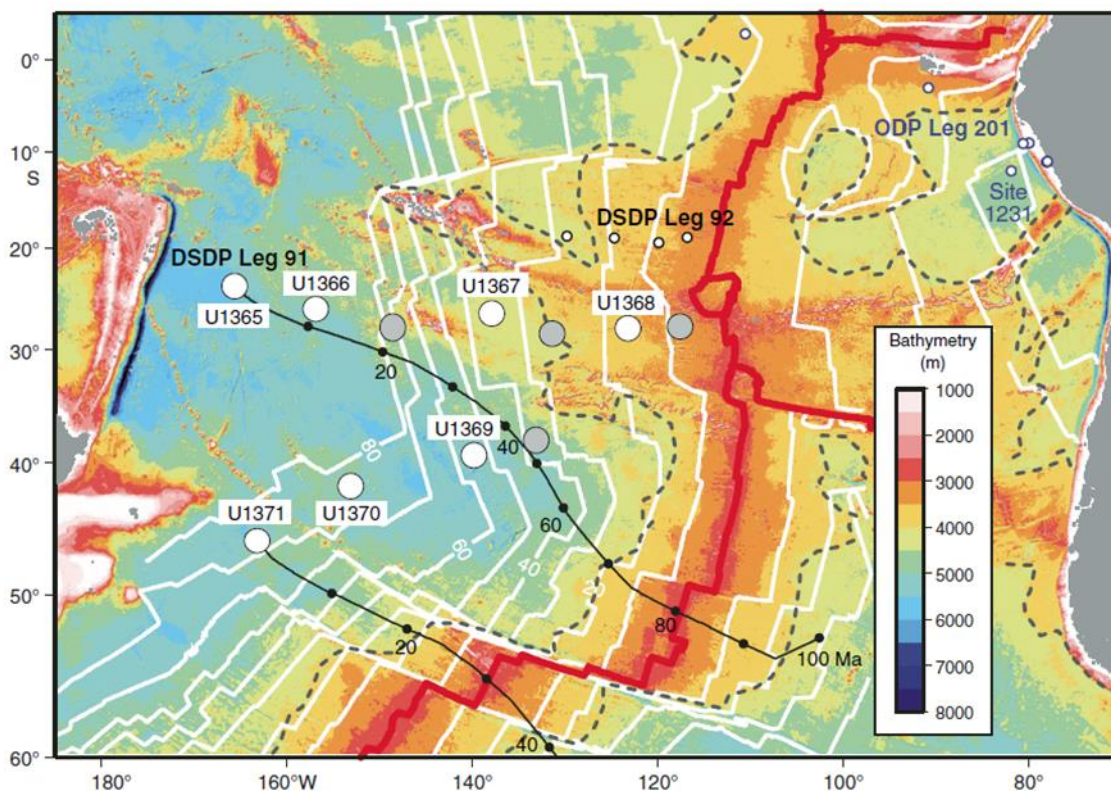


Рис. 1. 358. Размещение скважин рейса 329.

Наибольший интерес представляет разрез скважины U1368, расположенной на наименьшем расстоянии от осевой части ВТП.

Скв. U1368 (~ 3740 метров ниже уровня моря) находится в южной части Тихого океана, в пределах фланга ВТП, сложенного абиссальными холмами, простирающимися с севера на юг. В скв. U1368 вскрыто 16 м разреза пелагических глин, содержащих глину нанофоссильных илов с фораминиферами и литических песков, залегающих выше базальтового основания. Грубообломочная фракция, в изученных образцах из известковистых илов, представлена планктонными фораминиферами с меньшим количеством бентических фораминифер и остракод.

Пачка I – (интервал 0-8,2 м) – возраст – 4,3-3,6 млн лет – верхи миоцена-плиоцен – темно-желто-коричневые нанофоссильный ил, глина и нанофоссильная известковистая глина. Пачка I разделена на субпачки IA и IB

основе вертикального распределения нанофоссилий и RSO. Субпачка IA содержит обильные нанофоссилии и, следовательно, квалифицируется как нанофоссиловый ил. Большинство фораминифер в илах субпачки IA – сломано и подверглось растворению. Количество нанофоссилий уменьшается в субпачке IB, в то время как, RSO увеличивается пропорционально, осадки темно-желто-коричневые и темно-коричневые.

Пачка II – возраст 5,8-4,3 млн лет верхи миоцена и основание пачки – 13-11 млн. лет сложена глиной, которую можно отличить легко от других пачек равномерным, очень темно-коричневый цветом.

Пачка III – возраст 14-13 млн лет – низы миоцена -включает три интервала песков, разделенных (20 см) слоями гематитовой нанофоссильной глины. Песчаные интервалы содержат отличительный минеральный набор, включающий компоненты базальтов (плагиоклаз и авгит), а также анкерит, хлорит и титаномагнетит. Мощность пачки I, например, уменьшается на ~ 2 м на 40-метровом поперечном расстоянии, которое отделяет скважины U1368B и U1368E. Тем не менее, каждая скважина содержит аналогичные иловые, мергельные и песчаные интервалы. Пачка III содержит от одного до трех песчаных интервалов и один богатый глиной интервал. Все три песчаные интервалы встречаются в самой нижней части керна U1368B. Песчаники нижнего прослоя содержат обломки минералов, выветрелых до состояния глины. Очевидна непрерывность трех песчаных интервалов от скважины к скважине. Все три прослоя песка являются обломочными породами, но каждый обладает особым набором минералов. Верхний (темно-серый) песок содержит многочисленные зерна плагиоклаза. Верхний песок другой - богат авгитом. Средний (зеленый) песок также содержит альбит-анортит и авгит, а также хлорит. Самый нижний (черный) песок содержит обильные известковые илы и сильно магнитен. Просеянные образцы черного песка дают гранулированные карбонатные части с выпуклыми наружными поверхностями, планктонные фораминиферы. Контакты между соседними литотипами являются резкими. Взаимоотношения осадков и базальта изучалось в каждой скважине. Смешанные осадки и базальтовые фрагменты были извлечены в скв. U1368B, U1368C и U1368D. Литологические типы пород, связанные с базальтами, включают зеленый и черный литокластический песок. В общем, базальт границы осадок базальт сильно изменен. Осадок, содержит обломки размером с гальку рыхлых, сильно измененных базальтов.

Здесь по материалам описания керна, возможно, полагать перерыв и несогласие между базальтами основания, подвергшимися интенсивным изменениям – выветриванию – и вышележащими прослоями литического песка с обломками, интенсивно измененных, базальтов. Сведений о возрасте базальтов в описании скважины не содержится. Наиболее интенсивное изменение проявлено в закаленных каймах и в вулканической брекчии, где изменение базальта может быть почти полным. Продукты изменений включают сапонит, селадонит, оксигидраты железа, кварц, карбонат.

Рейс 92 «Юго-восточная часть Тихого океана» выстроен как субширотный трансект, восточная сторона которого расположена на широте острова Таити, далее пересекает фланг (скв 598, 599) и осевую часть ВТП (скв. 600-602).

Скв. 599. Осадки содержат те же пачки, что и в скв. 597, расположенной западнее скв 598, – неконсолидированные нанофоссильные илы залегают прямо на основании и представлены двумя фациями, различающимися окраской – светлой и темной, – чередующимися полосами (10-100 см) или слоями (2-5 см). Светлый материал – желтовато-коричневый, темно-коричневый глинистый ил, содержащий 70-80% известковистых нанофоссилий; 15-25% глины плюс гидроокислы Fe и Mn (красно-коричневые полупрозрачные оксиды); 3-5% – фораминиферы (большинство обломки), следы вулканического стекла, остатки рыб.

Темноокрашенные полосы – нанофосфильный глинистый ил содержат – 50-70% известковистых нанофосфилий, 30-40% глины – плюс гидроокислы Fe и Mn; 3-5% фораминифер (обломки); 1-2% палагонита, вулканокластические обломки и костные обломки рыб. В керне 599-2-5 зафиксирован четкий эрозионный контакт между пачками 1 и 2; темные слои в эрозионном контакте древнее. Полосчатость отсутствует в базальном слое песков. Базальты скв. 599 – интенсивно измененные обломки (~1 см) стекловатых базальтов с внешней каймой палагонита, красно-коричневого смектита, гидроокислов железа и кальцита. Скв. 599В проникла на 9 м в основание, отобрано 2. 08 м керна и содержит: 0,75 м – брекчии; 0,77 м – округлых базальтовых фрагментов; 0,52 м – базальта и подушечных фрагментов. Все обломки не ориентированы, изменены и содержит внешние окислительные зоны изменения 1-2 см шириной. Разбуренная брекчия (гравий) содержит около 5% базальтового стекла и палагонита. Пачка 2 (скв. 601В) содержит глинистый нанофосфильный мел и нанофосфильный аргиллит. По составу и строению породы пачки похожи на ранее описанные разрезы скв. 599. В скважине на уровне позднего плиоцена – несогласие.

Основание вскрыто только в скв. 601В и пройдено по нему около 3 м – получено 0,75 м керна в виде фрагментов. Все фрагменты имеют слабо округлую форму и сравнительно свежую внутреннюю часть и окружены каймой 1-2 см окислительных изменений. Миндалины присутствуют в количестве до 10%, некоторые заполнены желтой, коричневой или зеленой глиной. Внешние поверхности обломков окружены гидроокислами железа и марганца, голубой, зеленой, желтой и коричневой глиной и (иногда) кальцитом или цеолитом. В измененных каймах обломков желтое стекло изменено в оранжевый и красный палагонит. По заключению авторов описания базальтов рейса 92, – 60 обр – базальтов отнесены к N-MORB. Принципиально важно отметить, в скважинах этого рейса, факт несогласия между осадками и, в том числе, металлизированными, обломками интенсивно измененных окисленных базальтов.

Рейс 138. Восточная экваториальная часть Тихого океана в трансекте рейса 138. Этот трансект проходит по меридиану 110° З. Отложения мощностью 94. 2 м – от плейстоцена до среднего миоцена – вскрыты в четырех скважинах 848 и описываются как одна пачка. В разрезе доминируют нанофосфильные илы с интервалами диатомовых илов, металлизированные илы и глины. Окраски осадков варьируют от бледно-коричневой до темно-коричневой, и отражают содержание оксидов в них. В осадках скв. 848 преобладает известковистый материал с содержанием карбоната более чем 60%. В нижней части разреза преобладают металлоносные осадки, содержащие около 50% красно-коричневых полупрозрачных оксидов, которые становятся заметной составляющей осадков. Отмечено, что в основании пачки осадки характеризуются увеличением окислов железа. В интервале разреза 82,6 – 91,6 м (скв. 848В), 83-89,2 м (скв. 848С) и 84,4-90,5 м (скв. 848D) осадки представлены темно-желто-коричневым металлизированным нанофосфильным илом, содержат 5-6% окислов железа и заметное количество вулканического стекла и глины. Доминирующей литологической разновидностью пород, вскрытых скв. 850, являются нанофосфильные илы с варьирующими количествами фораминифер, радиолярий и диатомей. Верхняя часть разреза – 76 м осадков богата фораминиферами и радиоляриями. Осадки между 76 и 288 м. представлены доминирующими нанофосфильными илами с прослоями нанофосфильных диатомовых илов. Между 288 и 395 м – диатомовые и радиоляриевые илы. В 5 м выше предполагаемого основания присутствуют обогащенные гидроокислами железа «металлизированные» осадки. Древнейшие осадки: радиоляриевый диатомовый нанофосфильный ил – средний – верхний миоцен. Описание разреза этой скважины во многом близко описанию пачки 1 скв. 848 – 849, но следует отметить, что базальты не были вскрыты в скв. 850, осадки, обогащенные окислами железа, были обнаружены в

наиболее глубоких частях керна (скв. 850В), что позволяет считать, что твердые породы на глубине 399,8 м являются базальтовым основанием.

Резюмируя результаты меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале – средний миоцен с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и глин – предвестников появления в основании разреза отдельных скважин обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что в существенно пелагических осадках отсутствуют прослой пеплов и обломочных осадков, которые свидетельствуют о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий. Вдоль этого субмеридионального трансекта не фиксируются какие-либо значимые изменения в составе и строении разрезов в пробуренных скважинах. Основание разреза металлизированные осадки или пески с продуктами разрушения измененных – окисленных базальтов. Авторы в этом рейсе, по-прежнему, избегают определения природы этих изменений, хотя по примеру других скважин, они – эти изменения, могут рассматриваться как выветрелые базальты и это важно еще и потому, что с учетом этого фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении между формированием толеитовых базальтов, их окислением, денудацией и попаданием фрагментов базальтов в основание осадочного разреза – преобладающе – верхний миоцен.

Судя по описаниям керна скважин этого рейса, в осадочном чехле экваториального фланга ВТП, выделяются две пачки: верхняя пелагических илов и нижняя – надбазальтовая – металлизированных илов – миоцен, в составе которых встречены красные илы с фрагментами, в отдельных случаях, обломков ихтиолитов, что может свидетельствовать в пользу предположения в миоцене вблизи вулканических построек относительно мелководных вулканических поднятий, эрозии, разрушение которых формировало подобные гравитационные обломочные потоки, зафиксированные во многих местах и структурах палеопацифика.

Значительный интерес, применительно к пониманию состава, строения и возможно происхождения ВТП, имеют материалы рейса 54 – бурения в районе трансформного разлома Сикейрос.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). Особый интерес скважины этого рейса представляют еще и оттого, что, в пробуренных скважинах рейса 54, осадки представлены не сплошным покровом, а заполняют локальные депрессии (топографические) среди обнажений изверженных пород. Осадки образуются путем локальной эрозии вулканогенного основания и плохо коррелируются между собой в силу различия скоростей и направлений течения. Осадки пробуренных скважин – плиоцен-квартер – фораминифер – нанофоссильные илы и коричневые карбонатные глины. Последние распространены как прослой в верхней части большинства скважин. Фораминиферы показывают эффекты сильного селективного растворения. Без карбонатная фракция богата железом, присутствует монтмориллонит, который частично образуется из измененного базальта. Накопление осадков происходило в осадочных бассейнах путем переотложения из окружающих поднятий в топографических депрессиях - в тех участках, где небольшие осадочные бассейны расположены на удалении от хребтов, и осадки, должно быть, были охвачены течениями из соседних, низкоуровневых, практически голых, обнаженных пород. Самые мощные отложения были вскрыты в скв. 420 (119 м) и 427 (146 м) и состоят из известковых и кремнистых

микрофоссильных (нанофосилы, фораминиферы, радиолярии, диатомовые водоросли, силикофлагелляты, опаловые фитолиты и др.) илов с незначительным количеством глины и вулканического стекла.

Придонными наблюдениями в Восточно-Тихоокеанском поднятии, в полосе протяженностью 24 км вблизи скважин рейса 54 установлен осевой хребет шириной от 12 до 15 км, представляющий собой лавовое плато, ограниченное пологими склонами высотой около 300 м, осложненными местами крупными, обращенными к внешней стороне плато, разломными обнажениями. Плато рассечено асимметричной шириной 1-2 км осевой рифтовой зоной с грабенами, подушечными стенами и осевыми пиками с дайковыми инъекциями и трещинными излияниями. Около 900 участков придонных фото, с прилегающих частей плато, показали, что верхи океанической коры сложены несколькими типами подушечных и канатных лав.

Канатные лавы более многочисленны в этом осевом поднятии, чем в других низко – и высоко спрединговых хребтах. На удалении 2 км от оси большая часть плато фрагментарно покрыта осадками; значительная часть поверхности сложена обломочным материалом, осложнена разломами и трещинами. В окраинных частях плато вторичный вулканизм проявлен в виде субокруглых пиков и частично окружен разломными склонами, сформированными на плато и его окраинах. Другие снимки, выполненные подводным аппаратом, показали наличие молодых абиссальных холмов, расположенных в 20-30 км восточнее спрединговой оси. Закартированы высоко линейные террейны неактивных горстов и грабенов. Они ограничены, распространением обращенных на внутреннюю зону, шириной 1-20 км от оси, и – внешнюю зону, нормальными разломами.

Изучению подверглись минералогические и геохимические изменения, происходившие на ранней стадии выветривания в двух сериях базальтов из ВТП и из области распространения гидротермальной грязи, вблизи Галапагосского спредингового центра. Наблюдались две различные по составу группы смектитов: обогащенные FeO и K₂O и обогащенные MgO, тесно связанные с сапонитом, а также промежуточные разновидности. Другие вторичные минералы представлены карбонатом, обогащенным марганцем, гидроокислами железа и, изредка, пиритом. Геохимическое сопоставление выветрелых кайм и свежей части индивидуальных образцов, показывает увеличение содержания K₂O и Rb, и величины отношения Fe₂O₃/FeO, и слабое уменьшение содержания CaO в выветрелых каймах несмотря на то, что содержание воды в них часто менее 1%. Похожие процессы выветривания проявлены в обеих сериях пород. Подчеркивается, что гидротермальные изменения охватывают только незначительную часть океанической коры, в то время как, низкотемпературные реакции изменяют значительные объемы базальтов, и гидротермальные изменения могут маскировать низкотемпературные изменения. Главный тип изменений базальтов рейса 54 - образование смектитов. Не приводятся сведения о температуре их образования, но отсутствие цеолитов и хлоритов позволяет считать, что эти изменения происходили в условиях низких температур и в окислительных условиях. Если эти смектиты типичны для ранних стадий низкотемпературного выветривания базальтов, это может показывать, что химические вариации состава базальтов изначально не важны. Свежие стекловатые пикритовые базальты были драгированы в трансформном разломе Сикейрос вблизи его пересечения с ВТП. Анализ свежего стекла из периферии подушечной лавы показывает, что базальты являются наиболее примитивными среди базальтов восточной Пасифики. Содержание MgO в стекле составляет 11,3 %. Вариации состава пикритов обусловлены содержаниями оливина (Fo 89_86) и шпинели. Оливиновые сферулиты многочисленны в краевых частях стекловатых кайм. Ортопироксен (бронзит) и плагиоклаз в виде кристаллитов и сферулитов также растут вблизи краевых частей подушек. Фенокристы включают стекло более примитивное, чем базальты. Обогащенные оливином базальты с магнезиальными стеклами, подобные обнаруженным пикритам,

являются, возможно, исходными для толеитов ВТП. Широкое распространение ферробазальтов и других базальтов продуктов фракционирования, извергавшихся в осевой части ВТП, позволяет предполагать, что они формировались в верхней части магматического резервуара, в то время как пикриты формировались на более глубоких уровнях в секущих зонах разломов.

Материалы рейса 54 ставят перед исследователями ряд вопросов и первый из них – 1) каким образом оказались высоко подняты и практически лишены осадочного покрова породы, изученные в рейсе и далее 2) каким образом сформировались выше подушечных лав канатные лавы, лавы паехое, извержение которых происходит в наземных - приповерхностных условиях? На эти вопросы ответа нет. Можно лишь предполагать, что такое нахождение фрагмента ВТП можно сопоставить с материалами скв. 735В плато Атлантис в Индийском океане, где на незначительной глубине – 800 м бурением вскрыты породы третьего слоя коры океанов со следами волновой эрозии.

В рейсе 169 – Срединная долина, трог Эсканаба и в хребте Хуан-де Фука изучены залежи массивных сульфидов в отложениях плейстоцена.

Скв. 1035. Глубина 2435 м. Литостратиграфическая характеристика участка Bent Hill массивных сульфидных руд (BHMS), которая была начата в рейсе 139 и продолжена в рейсе 169. Восемь новых скважин (1035А-1035Н) были пробурены в районе BHMS для оценки толщины и поперечной протяженности тел массивных сульфидов с целью определить природу гидротермальных процессов, происходящих в отложениях и базальтах, лежащих в основании месторождения. Скв. 856Н, рейса 139 была пробурена до глубины 93,8 м и была углублена до 500,0 м. Месторождение BHMS рассматривается как результат сложного взаимодействия между гемипелагическими и турбидитовыми осадками, магматической активности и гидротермальной деятельности. Месторождение представлено богатыми железом и цинком массивными и полу массивными сульфидами; хорошо развита фидерная зона, характеризующаяся сульфидами и сквозными жилами, богатыми медью. По результатам бурения в разрезе скважины 1035 выделены:

пачка I: гемипелагические отложения – голоцен и верхний плейстоцен

пачка II: переслаивание турбидитов и гемипелагических отложений – плейстоцен

пачка III: обломочные сульфиды

пачка V: массивные и полу массивные сульфиды

пачка VI: зона сульфидного питателя – фидера и минерализованные отложения

пачка VII: базальтовые силлы, вторгшиеся в отложения

пачка VIII: базальтовые потоки.

Скважины 1035, были пробурены с востока на запад (1035А, 1035D, и 1035G) и с севера на юг (скважины 1035В, 1035С, 1035F и 1035Е) как трансекты. Четкая асимметрия была установлена в распределении минерализации фидерной зоны, ниже массивных сульфидов. В широтном пересечении, массивные сульфиды лежат в основании гемипелагических и турбидитовых отложений, и все скважины, заканчиваются в осадках со слабой сульфидной минерализацией. Меридиональное пересечение характеризуется более интенсивной минерализацией осадков ниже массивного сульфида, и более интенсивным развитием сульфидной питающей зоны. Эта зона особенно обогащена медью, с некоторыми образцами, содержащими более 16 мас. %, меди.

Скв. 1036 была пробурена в пределах активного гидротермального поля в районе Деад Дог, для (1) уточнения скорости и путей распространения гидротермальных растворов и морской воды, вовлекаемой в зону

гидротермального восходящего потока; (2) изучения способа образования гидротермальных построек; (3) проверки модели, роста гидротермальных построек; (4) определения влияния гидротермальной активности на диагенез и изменение осадков и (5) определения наличия, предполагаемого основания постройки в 30 метрах ниже морского дна. Для достижения этих целей пробурены скважины 1036А, 1036В и 1036С. Три из основных литологических пачки, выделены в пределах медианной долины.

Пачка I – голоцен-верхний плейстоцен – илы и глины преимущественно гемипелагического происхождения и имеет относительно постоянную мощность в пробуренных скважинах. Три субпачки были выделены на основе гидротермального / диагенетического изменения.

Субпачка IA не имеет отличительных гидротермальных или диагенетических продуктов.

Субпачка IB отличается от Субпачки IA наличием аутигенного карбоната ангидрита в виде рассеянных кристаллов, конкреций и цементов, и представляет собой отличительную фацию изменения гидротермальной системы.

Литологическая пачка II характеризуется гемипелагическими иловыми глинами, с тонкими прослоями песчаных турбидитов.

Субпачка IIB характеризуется появлением диагенетических карбонатов в турбидитных отложениях.

Субпачка IIC отличается наличием ангидритового цемента.

Литологическая пачка IV представляет собой обломочную смесь кристаллов белого ангидрита, очень мелкозернистого пирротина с подчиненным пиритом и сфалеритом, и зеленовато-серой глины, возможно, Mg - смектитовой. Бурение скважины 1036 показало, что субпачки IA и IIA были значительно смещены после осаждения. Верхние границы появления карбоната и ангидрита углубляются по мере удаления от постройки, что отражает уменьшение геотермального градиента.

Завершая характеристику разрезов скважин хребтов Горда и, Хуан де Фука, можно лишь отметить, что в этих местах «курильщики» Атлантического океана реализованы в виде рудных столбов сульфидного оруденения, с четко выраженной питающей фидерной зоной. Таким образом, здесь, голоцен-плейстоценовые пелагические и гемипелагические отложения, являются рудовмещающими, отчетливо демонстрируя характер и масштабы оруденения, ассоциированные с глубинными «курильщиками».

Возвращаясь к характеристике в целом ВТП, следует отметить, что таковая вряд ли возможна в связи с фрагментарностью данных бурения. Можно лишь отметить, что осадочный комплекс здесь представлен двумя литостратиграфическими комплексами – верхним – пелагическим и нижним (граница поздний миоцен) комплексом металлизированных илов, непосредственно налегающих на фрагментированные и устойчиво окисленные базальты, что, в целом, близко к ранее рассмотренным результатами бурения в пределах абиссальных впадин. Можно лишь отметить, что здесь в пределах ВТП, менее отчетливо выражено, характерное для абиссали, присутствие чередования пелагических осадков с прослоями пород – дебритов, гравитационных обломочных потоков, характерной особенностью которых является присутствие в красных глинах ихтиолитов и других обломков, свидетельством сноса осадков из сопредельных поднятий, в качестве которых могут в ВТП выступать изолированные холмы, скорее всего вулканогенного происхождения. Это может подтверждаться и значительным сокращением мощности осадочного покрова в скважинах, пробуренных на вершинах таких холмов.

1.4. Островные дуги

1.4.1. Результаты бурения

Рейс 19. Алеутская абиссальная равнина Creager, J. S., Scholl, D. W., et al, 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 19, Washington (U. S. Government Printing Office //doi:10. 2973/dsdp. proc. 19. 1973.

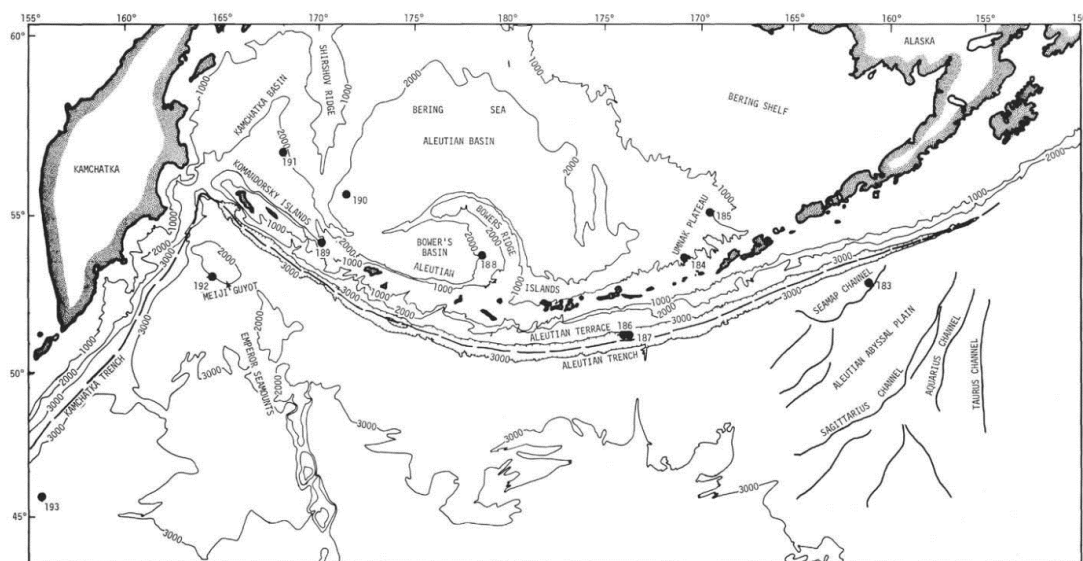


Рис. 1. 359. Размещение скважин рейса 19.

Скв. 183 расположена на глубине 4708 м вблизи северного края Алеутской абиссальной равнины, западнее залива Аляска. Проходка 516 м. Основание: базальт. Возраст пород основания - конец раннего эоцена. Возраст базальтов - древнее, чем конец раннего эоцена.

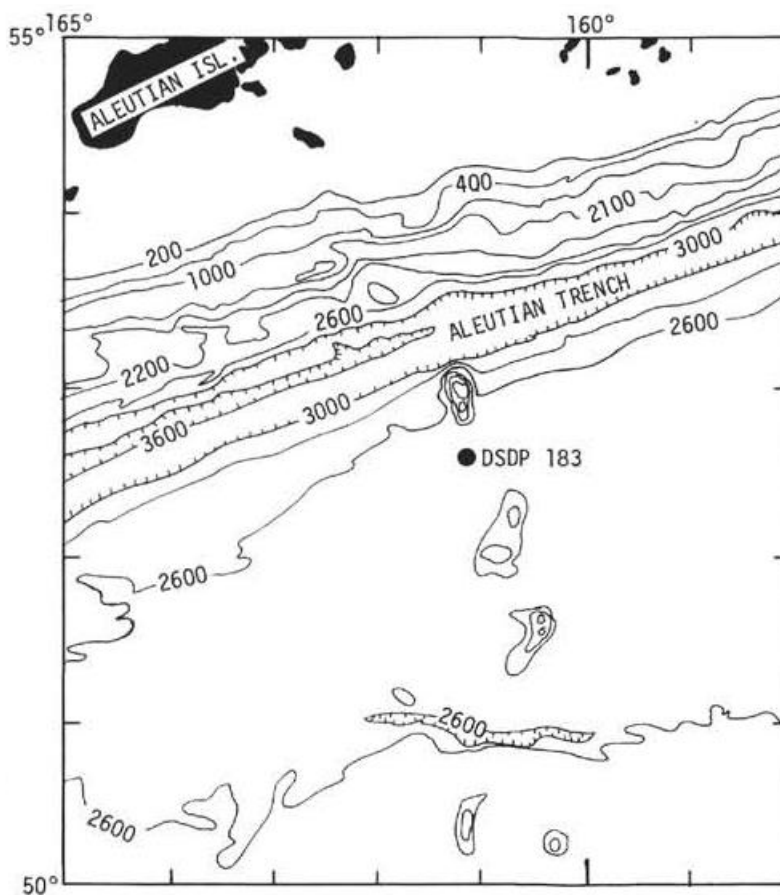


Рис. 1. 360. Расположение скв. 183

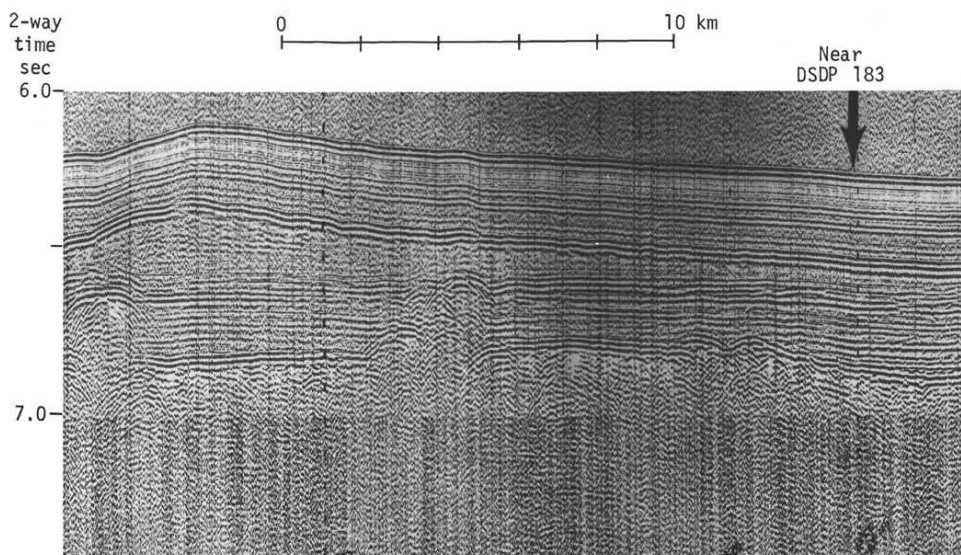


Рис. 1. 361. Сейсмический профиль района заложения скв. 183.

В разрезе скважины выделены две пачки.

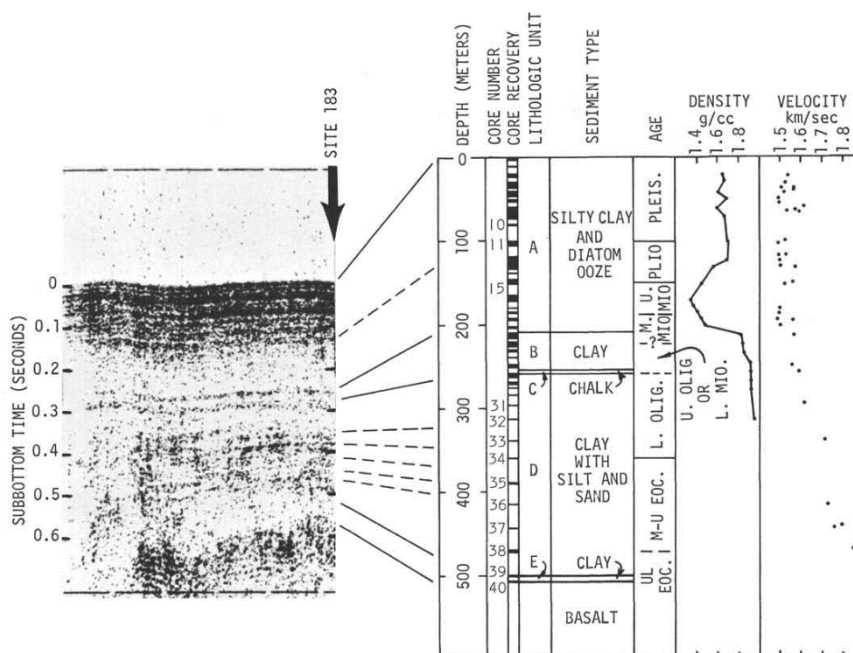


Рис. 1. 362. Сопоставление разреза по скважине с сейсмическим профилем. В колонке слева - пачки; справа – возраст.

Пачка А. – (интервал 0-210 м) – диатомовые алевритистые глины с мощными прослоями диатомовых илов. Прослой алевритистого пепла мощностью 0,4 м. Доминируют две разновидности этих прослоев - светло-серые, с преобладающими бесцветными фрагментами стекла и пыльно желто-коричневые, содержащие светло-коричневое стекло, обогащенное оксидами железа. Ниже 185 м отсутствуют дискретные прослой вулканического стекла, которое присутствует в зернах в илах. Илы желто коричневые и темно-коричневые. В интервале 192 и 201 м появляются гальки размером от 10 до 50 см.

Пачка В. – (интервал 210-239 м) – оливково-серые глины с прослоями серых глин. Пачка С. – (интервал 239-248 м) – нанофоссильный мел.

Пачка D. – глины, чередующиеся с прослоями алевритов и песков. Прослой песков до 1 м. Цемент песков карбонатный. В песках калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц – 30-40 % и кальцитовый цемент. Очень мелкополосчатые, слацеватые глинистые сланцы в интервале 341-350 м и темные, обогащенные органическим веществом сланцы, содержащие от 5 до 10% фрагментов древесины между 444,5 и 445 м.

Пачка Е. – (интервал 501-504,9 м) – голубовато-белый известняк с прослоем нанофосфильного известняка и темно-желто-коричневой железистой глины. Мощность трудно установить, и эта пачка перекрывает базальт. Несколько обломков щелочного оливинового базальта до 8 см, округлых с 1 см закаленной каймой были открыты в интервале ниже 504.9 м. Стекло базальтов замещено гидроокислами железа.

Скв. 184. Глубина 1910 м, проходка 603-973 м. Осадочное основание – верхний миоцен или древнее. Скважина расположена в юго-восточном углу плато Умнак.

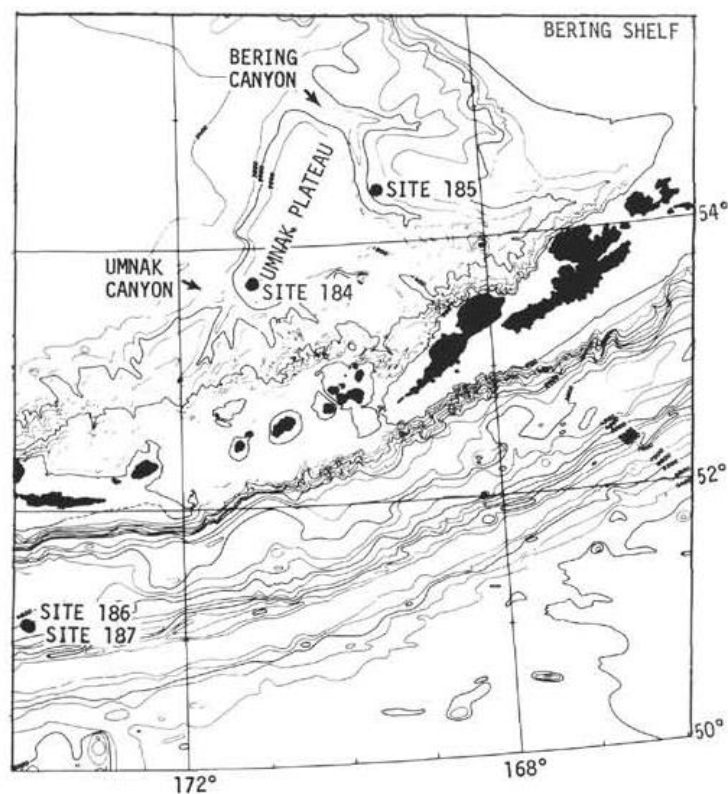


Рис. 1. 363. Расположение скв. 184.

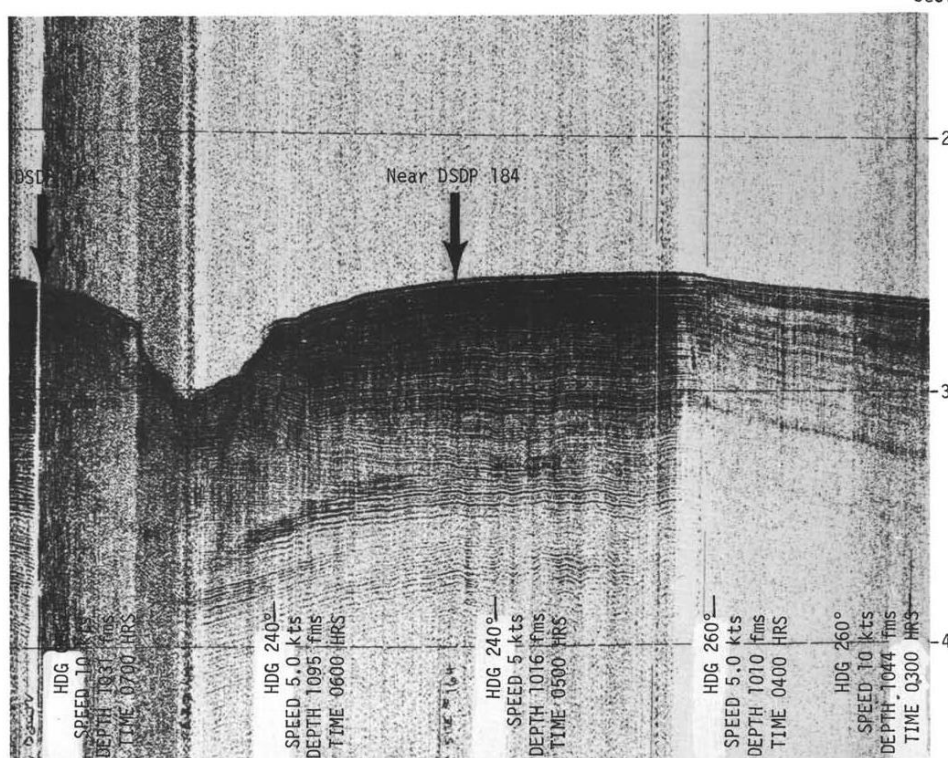


Рис1. 364. Сейсмический профиль района заложения скв. 184.

В разрезе скважины выделены две литологические пачки.

Пачка А. – (интервал 0-603 м) – плейстоцен-верхний миоцен – диатомовые илы с прослоями терригенного материала: прослой пепла мощностью 1-10 см, состоящие целиком из стекла в различной степени изменения. Пыльно коричневые и черные пески и алевриты, содержащие до 20% стекла, полевой шпат, кварц, глину, измененное стекло и обломки пород. Обычны обломки пемзы до 3 см. К основанию увеличивается отвердение, содержание глины и галек пемзы. Микрофлора типично неритовая в разрезе плиоцена. Присутствие неритовых диатомей в плиоцене – не означает шельфовых условий, а может являться следствием привноса материала из соседних платформ Алеутского хребта.

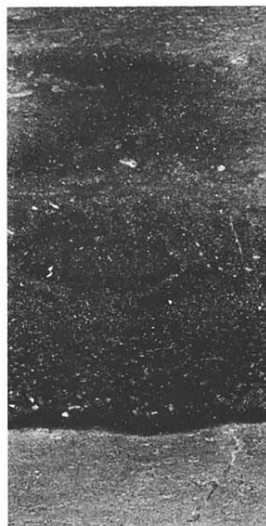


Рис. 1. 365. Вулканический песок с кремнистым цементом. Полная ширина керна.



Рис. 1. 366. Шевронные складки. Полная ширина керна.

Пачка В. – (интервал 6-3-973 м) – оливково-серые алевриты со слоями литифицированного пепла, песчаников. Присутствуют слои терригенных песчаников с многочисленными зернами кварца и фрагментами кремней. В нижней части разреза шевронные складки. Присутствуют пирит и марказит с кремнистым и карбонатным цементом.

Скв. 185. Глубина 2110 м. Проходка 728 м. Скважина расположена на южном фланге широкого отрога, разделяющего каньоны Бристоль и Беринг в юго-восточной части моря.

Основание разреза, возможно, верхний миоцен или древнее.

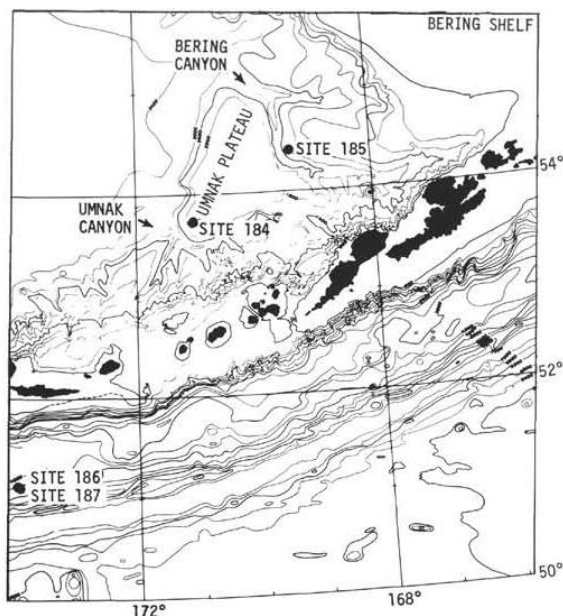


Рис. 1. 367. Расположение скв. 185.

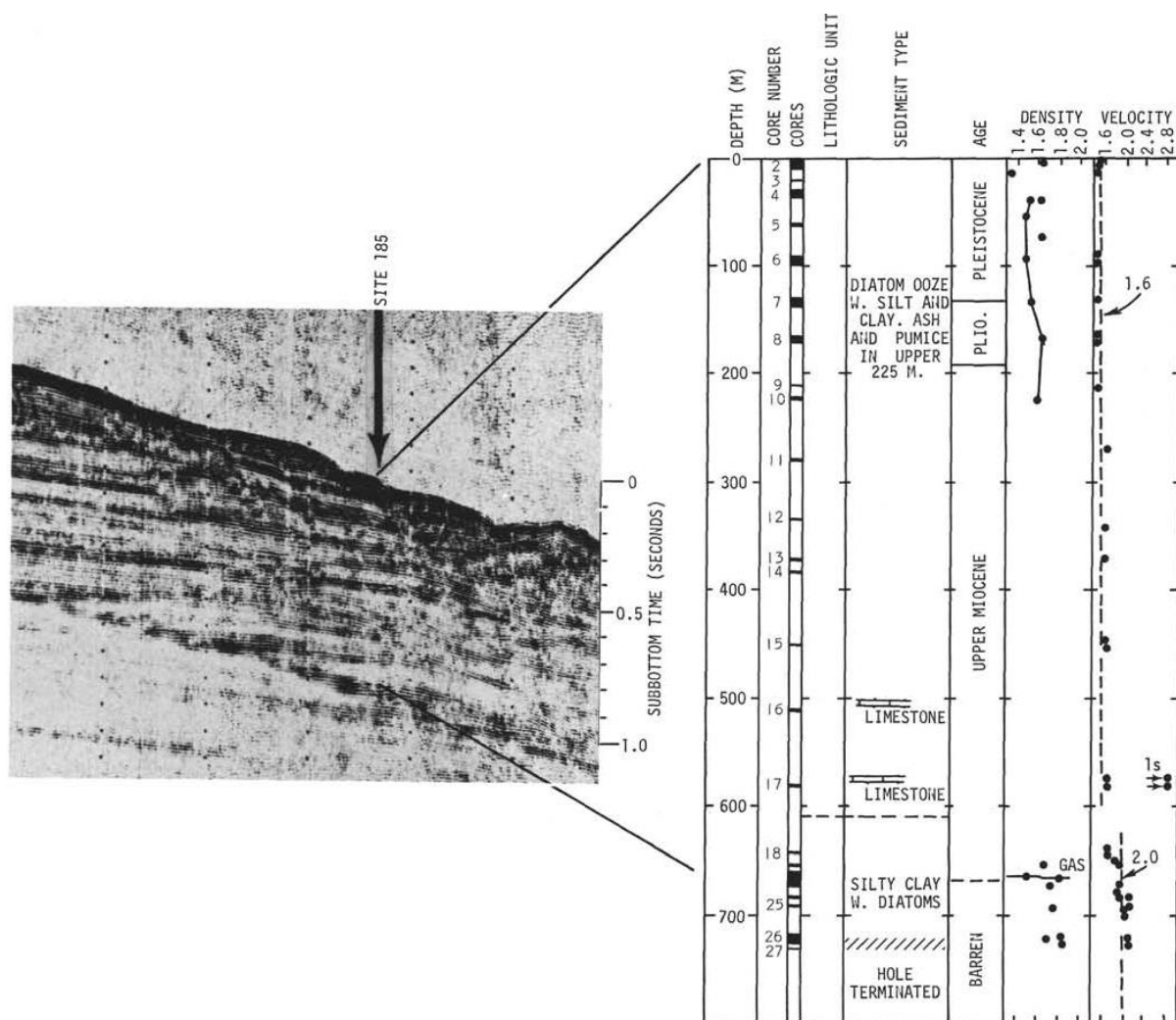


Рис. 1. 368. Сопоставления сейсмических данных с результатами бурения скв. 185.

Пробурено 728 м, вскрывших – голоцен, плиоцен и верхний миоцен – гемипелагические диатомовые илы, алевритистые глины и глинистые алевриты. Прослой терригенных песков, алевритов, прослой пепла и отдельные прослой известняков. Терригенная составляющая получена разрушением подстилающих вулканических пород или пород богатых вулканическими обломками. Верхняя часть разреза – (около 250 м) – содержит дискретные прослой пирокластиков и вулканокластических потоков и сложена, обогащенными вулканическим стеклом и полевыми шпатами, песками и алевритистыми песками, тонкими прослоями пепла и фрагментами пемзы. В верхней части разреза (интервал 0-653 м) – в равной мере, присутствуют терригенные и пелагические компоненты. Ниже 600 м содержание диатомей уменьшается. В терригенной обломочной фракции преобладает плагиоклаз, часто зональный. Присутствие переработанных меловых нанофоссилий позволяет предполагать, что континентальная Аляска была частью этого террейна. Обломки стекла в песках – темно окрашены и замещены гидроксидами железа. Витрические пеплы, прослой до 5 см сложены на 100% обрывками стекла, типичный цвет – желтовато-коричневый.

Скв. 186. Глубина 4522 м. проходка 926 м. Скважина расположена вблизи внешнего или южного края аляскинского бассейна Алеутской террасы. Основание приблизительно 850 м – деформированные осадки – верхний миоцен.

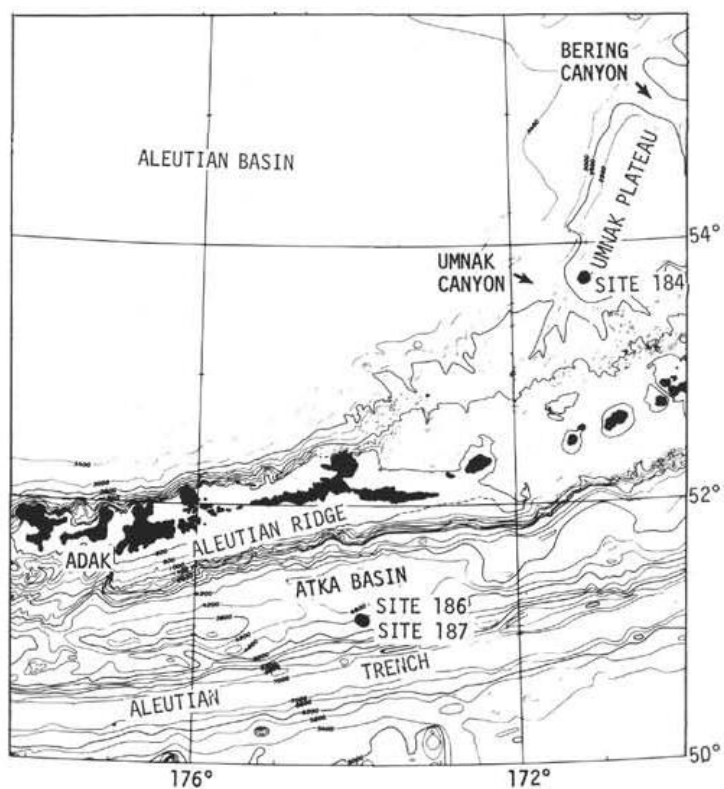


Рис. 1. 369. Расположение скв. 186.

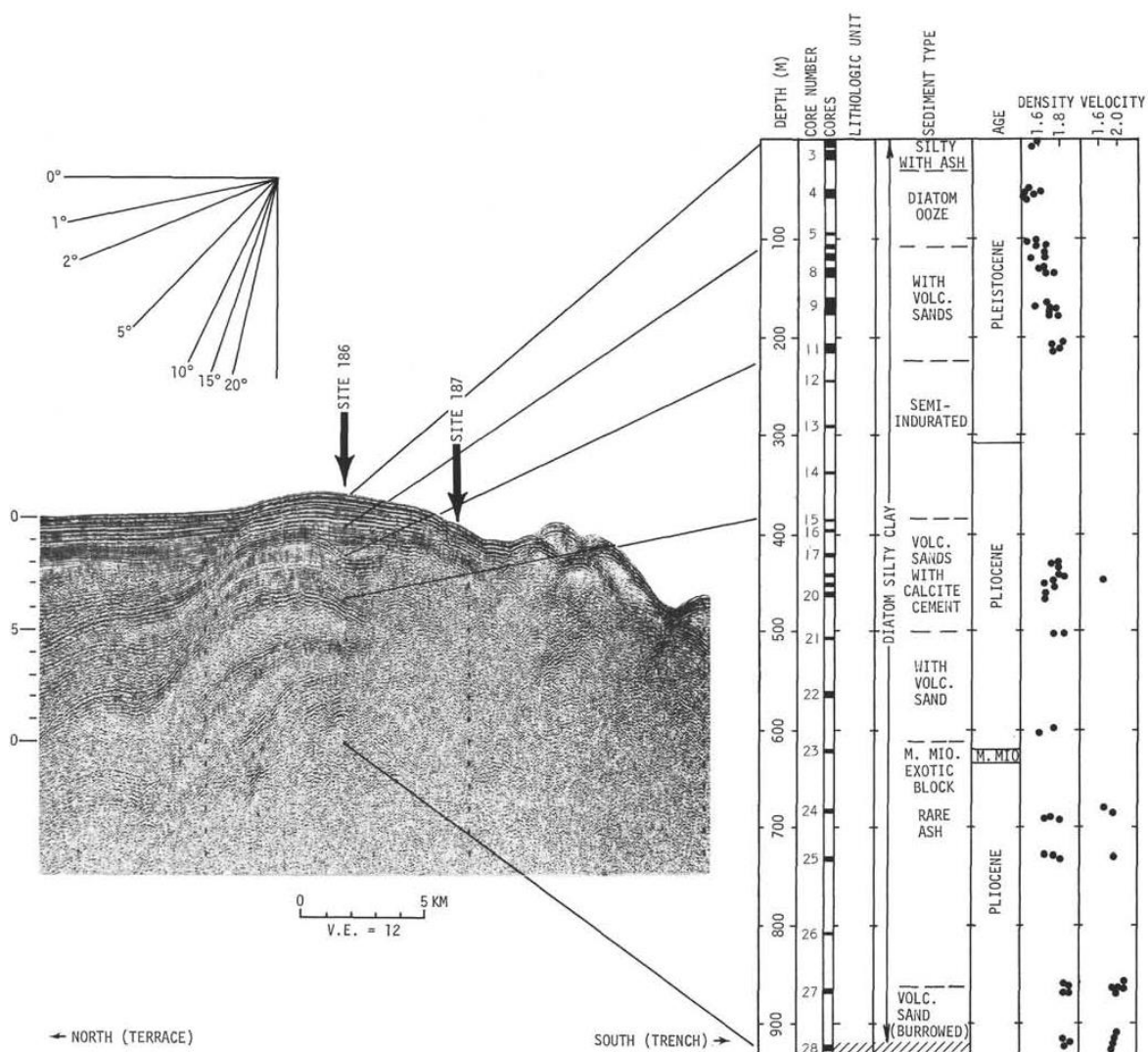


Рис. 1. 370. Сопоставление сейсмического разреза и разреза по скв. 186.

Разрез изучен до глубины 622 м. В верхней части менее чем 60 м – среднего миоцена – представлены диатомовыми алевритистыми глинами и включают внутри большой фрагмент нижнеплиоценовых алевритистых глин. Микрофоссилии известковистые – среднего миоцена – позволяют считать этот блок аллохтонным. Вулканический пепел представлен в разрезе слоями мощностью до 20 м. Среднеплейстоценовые пеплы с пемзой мощностью до 4.5 м присутствуют в разрезе на глубине 165 м. Слои песка и алевритов мощностью также до 4.5 м переслаиваются с диатомовыми алевритистыми глинами. Бентические фораминиферы в мощных слоях песков – средний-нижний плейстоцен – могут быть перемещены с больших глубин, это может означать, что пески являются турбидитами. Тонкие слои, цементированных кальцитом, алевролитов, и диатомовых кальцитовых алевритов – среднего плиоцена, присутствуют на глубинах 386-509 м. Основная масса обломочных потоков вблизи Алеутского хребта представлена или гемипелагическими алевритовыми, или глинистого размера частицами, слоями песчаных турбидитов с мелководными фораминиферами. Многочисленны витрические вулканические обломочные потоки. Бурение скважин 186 и 187 показало, что этот хребет является частью сконструированными, и перестроенными, и деформированными плиоцен – миоценовыми отложениями Алеутского бассейна.

Скв. 187. Глубина 4577 м. проходка 370 м.

Основание разреза – деформированные осадки начала позднего миоцена. Скважина расположена в 2,3 милях от скв. 186 и сложена диатомовыми алевритистыми глинами относительно более древними, чем в скв. 186. Пройдено только 370 м осадков плейстоцена, нижнего плиоцена и позднего миоцена. Фрагменты известняков (один содержит фекальные пеллеты), алевритистого ила, ледовых (?) округлых граувакковых галек вскрыты в керне в интервале 165 м. Два фрагмента известняка содержат нижнеплейстоценовую флору. Верхнемиоценовые деформированные и отвердевшие алевритистые глины (алевролиты) вместе с диатомовыми осадками вскрыты в интервале 175-370 м.

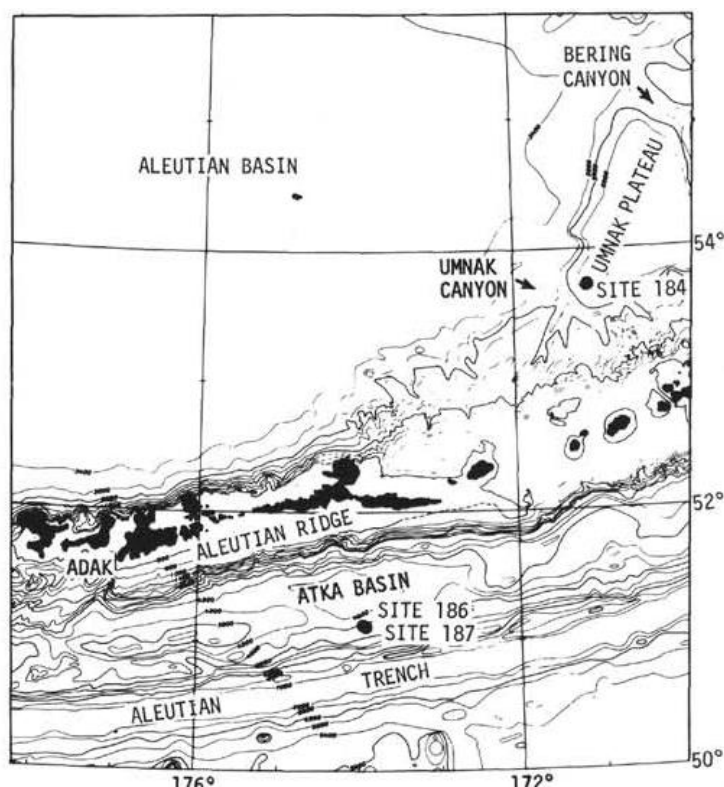


Рис. 1. 371. Расположение скв. 187.

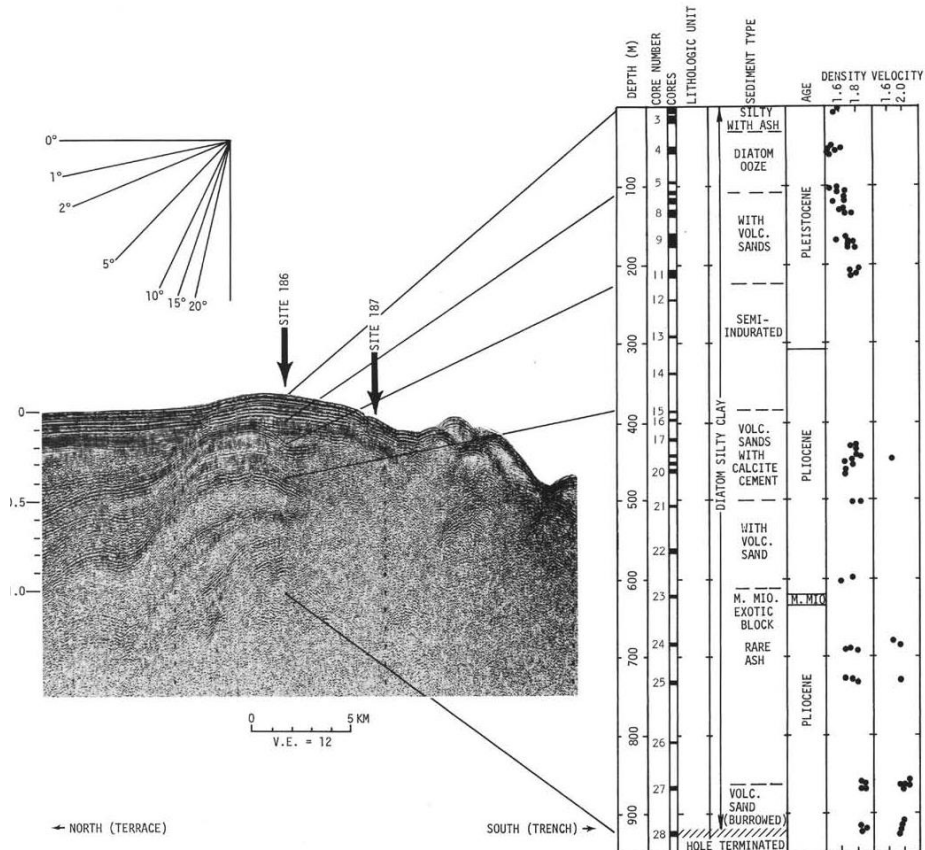


Рис. 1. 372. Сопоставление сейсмических данных и разреза по скв. 187.

Скв. 187 расположена вблизи «акустического основания», подстилающего внешний хребет бассейна Атка Алеутской террасы. Этот хребет является также поднятием пологосклонной внутренней стены Алеутского трога. Бурение показывает, что эта часть акустического фундамента является деформированными осадочными породами позднего миоцена. Эти отложения, возможно, накапливались в бассейне Атка. Вблизи скв. 186 ниже бассейна эти отложения прослежены до 926 м.

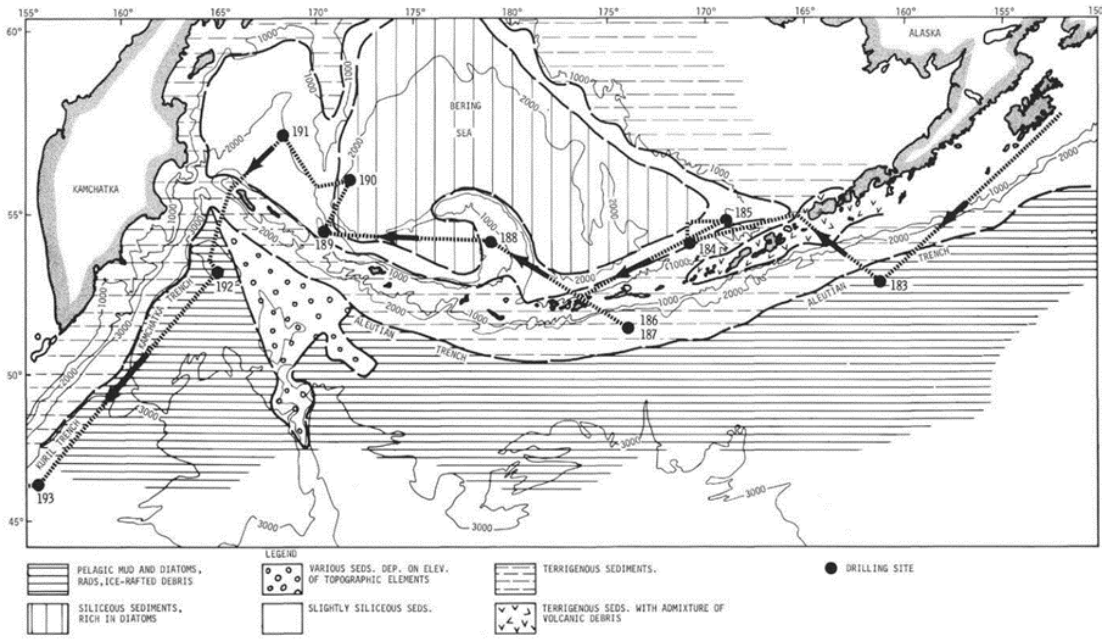


Рис. 1. 373. Осадочные провинции Берингова моря и Северной Пацифики, показывающие размещение скважин рейса 19. Условные обозначения: слева направо, сверху вниз: пелагические илы с диатомеями и радиоляриями; кремнистые осадки, обогащенные диатомеями; различные осадочные отложения на поднятиях топографических элементов; слабо кремнистые осадки; терригенные отложения; терригенные отложения с примесью вулканических обломков; скважины

Скв. 188. Глубина 2649 м. Проходка 638 м. Сквжина заложена на внешнем краю средне склоновой террасы западного фланга хребта Бауэрса.

Основание – верхний миоцен. Осадки мощностью 638 м содержат, в основном, плиоценовые и верхнемиоценовые (интервал 0-580 м) не консолидированные и полуконсолидированные диатомовые илы, и диатомовые алевроиты, перекрывающие аргиллиты (интервал 580-638 м), в которых отсутствуют диагностические фоссилии.

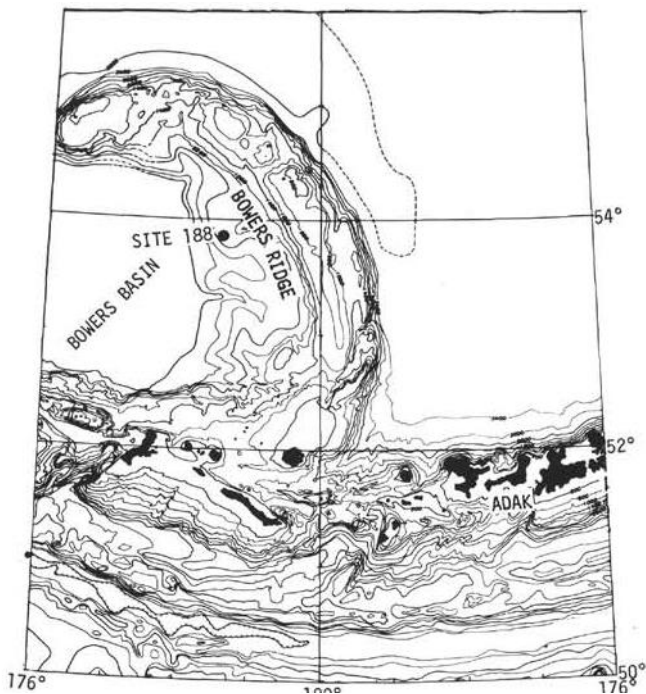


Рис. 1. 74. Расположение скв. 188.

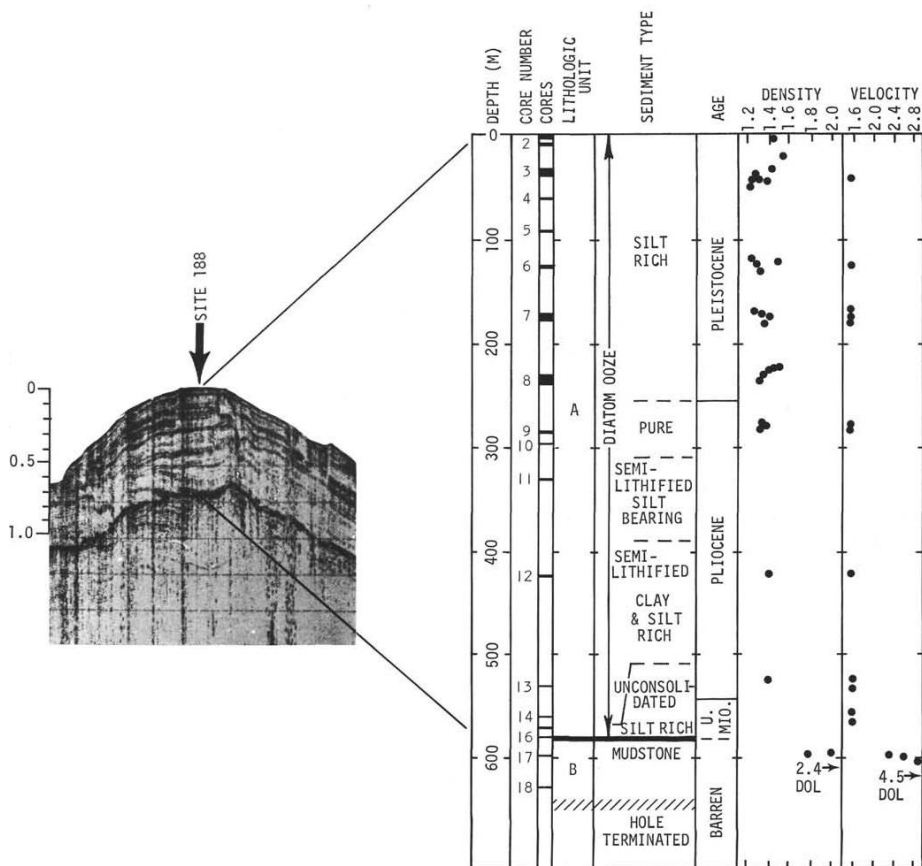


Рис. 1. 375. Сопоставление сейсмических данных и разреза скв. 188.

Пачка А. – (интервал 0-580 м) – неконсолидированные и полуконсолидированные серые диатомовые илы, алевроитовые и глинистые диатомовые илы, и диатомовые алевроиты. Тонкие слои вулканического пепла в интервале 37-38 м и 264 м. Черный песок и алевроит в интервалах 30-34 м и 100м, 283-284 м. Тонкие прослои известняков присутствуют в интервале 283 и 425 м.

Пачка В. – (интервал 582-638 м) – черные аргиллиты. Некоторые фрагменты очень твердые. В дополнение к глинам полевой шпат, пирит, следы хлорита, циркон и пироксен. Тонкая 1-3 мм полосчатость. Следы спикул губок, радиолярии и фораминиферы. Слой 20 см серого известняка на 601 м.

Скв. 189. Глубина 3437 м. Проходка – 871 м. Скважина локализована в глубоко погруженном (3400 м) хребте в основании северного фланга Алеутского хребта. Основание разреза – осадки, возможно, деформированные – верхний миоцен.

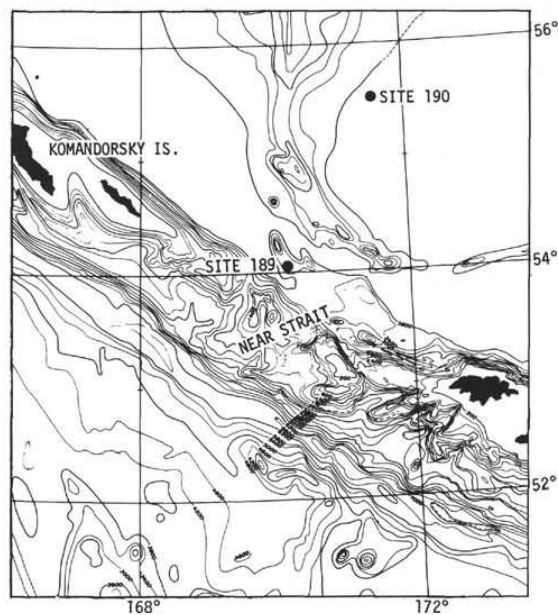


Рис. 1. 376. Расположение скв. 189.

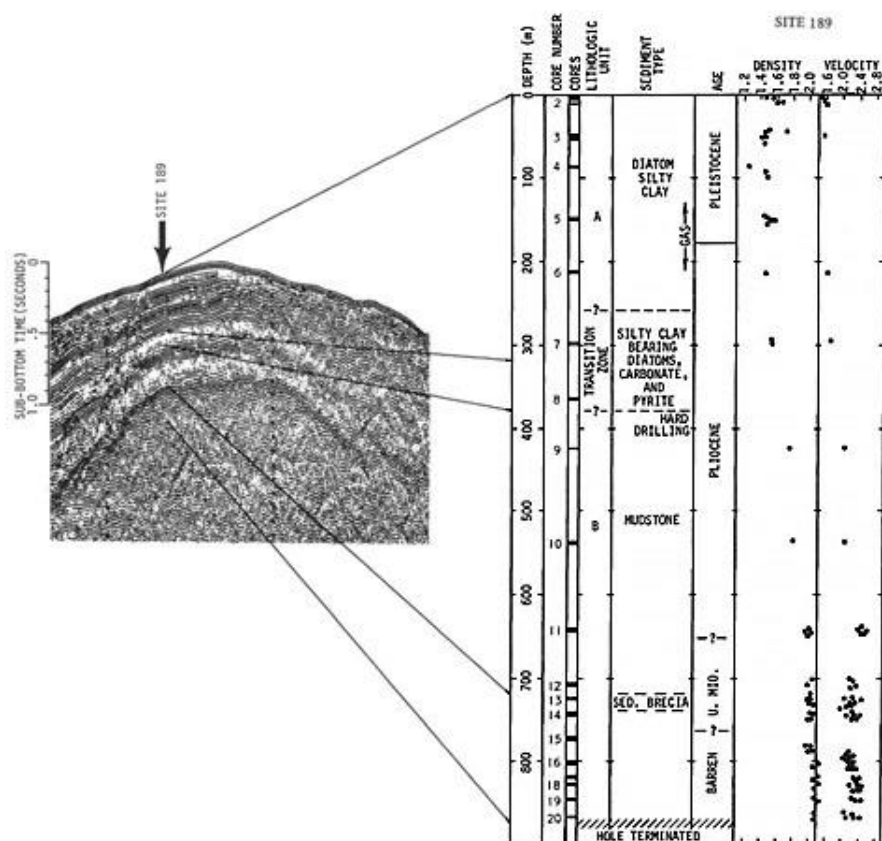


Рис. 1. 377. Сопоставление сейсмического профиля и разреза скв. 189.

Разрез (интервал 0-260 м) – плейстоцен-плиоцен – диатомовые алевритистые глины;
 (интервал 260-370 м) – верхний плиоцен – диатом-карбонатные и пиритсодержащие алевритистые глины;
 (интервал 370-871 м) – верхний плиоцен-верхний миоцен, возможно, древнее – аргиллиты, включающие осадочные брекчии. Дискретные слои пепла и песка, гальки пемзы и эрратические осадочные породы присутствуют в разрезе плейстоцена. Аргиллиты со слоями, падающими под углом 30 градусов, с трещинами нормальными к слоистости. В разрезе выделены две пачки.

Пачка А. – (интервал 0-370 м) – смесь диатомовых и терригенных песков и алевритов. Дискретные слои пепла и песка, пемзовых галек.

Пачка В. – (интервал 370-871 м) – аргиллиты со слоями, падающими под углом 30 градусов и трещинами перпендикулярными к слоистости. Между 730 и 755 м – осадочные брекчии и песчаники, которые коррелируются с акустическим фундаментом. Песчаники и осадочные брекчии присутствуют в интервале 730-755 м. Угловатые обломки вулканических пород, гальки аргиллитов, нодулы пирита, гальки кремня. В одном случае в керне крупная (6х3х2 см) хорошо округлая галька габбро.



Рис. 1. 378. Заполненные глиной трещины перпендикулярные слоистости.



Рис. 1. 379. Залегание слоистости под углом 30 град.

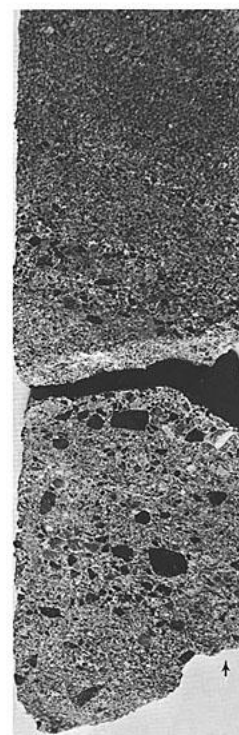


Рис. 1. 380. Наклонная градационная слоистость.

Скв. 190. Глубина 3875 м. Проходка 627 м. Скважина расположена в юго-западной части Алеутского бассейна восточнее хребта Ширшова.

Вскрыто 627 м – в интервале 0-615 м – голоцен-миоцен – алевритистые глины с различными количествами диатомей и диатомовые илы, залегающие на среднем миоцене – аргиллиты, известняки и глины. Дискретные слои витрического вулканического пепла присутствуют в верхнем миоцене и в более молодых отложениях. В разрезе выделены две пачки.

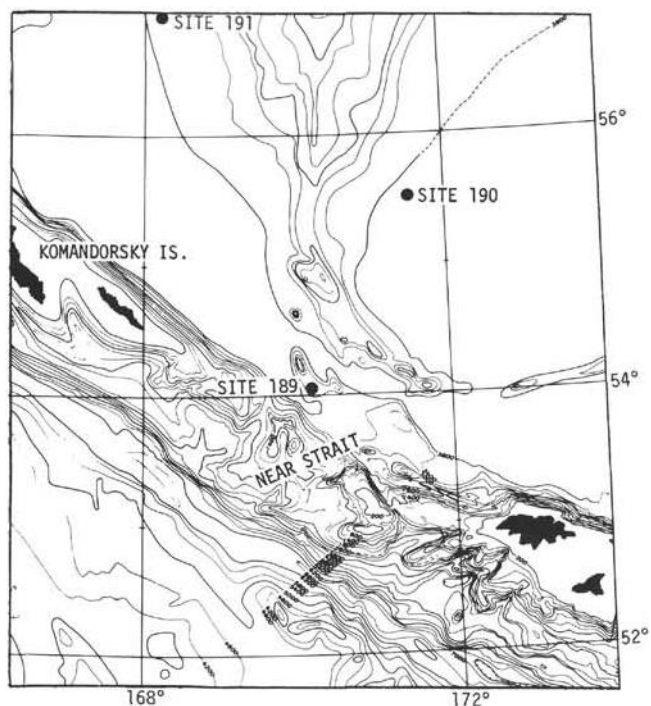


Рис. 1. 381. Расположение скв. 190.

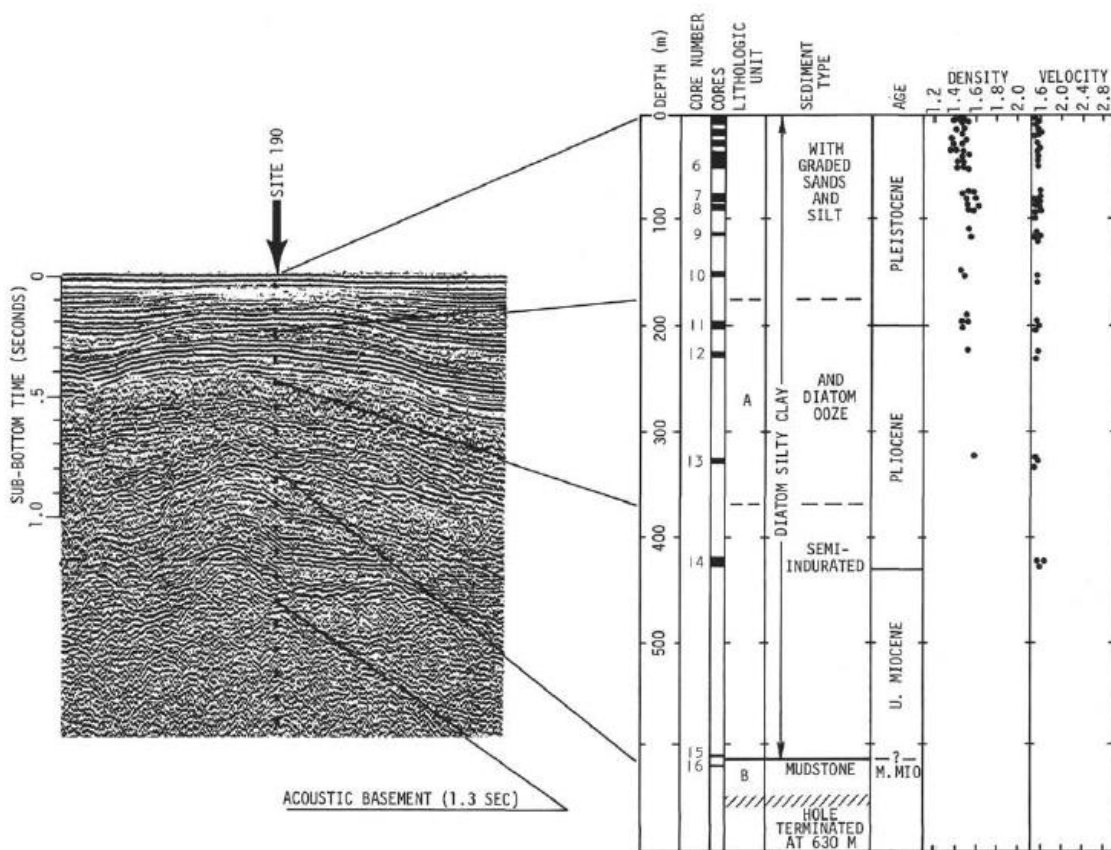


Рис. 1. 382. Сопоставление сейсмического профиля и разреза скв. 190.

Пачка А. – (интервал 0-615 м) – верхний плейстоцен - верхний миоцен – диатомовые алевритистые глины и диатомовые илы;

(интервал 0-175 м) – верхний нижний плейстоцен – диатомовые алевритистые глины с несколькими градационными прослоями песков и алевритов;

(интервал 175-375 м) – плиоцен-верхний миоцен – диатомовые илы;

(интервал 375-615 м) – верхний миоцен – диатомовые илы, диатомовые алевритистые глины полуотвердевшие.

Пачка В. – (интервал 615-627 м) – средний-верхний миоцен (?) известняковый гравий, аргиллиты, глины и известняки с корродированными диатомеями.

Скв. 191. Глубина 3854 м. Проходка 919 м.

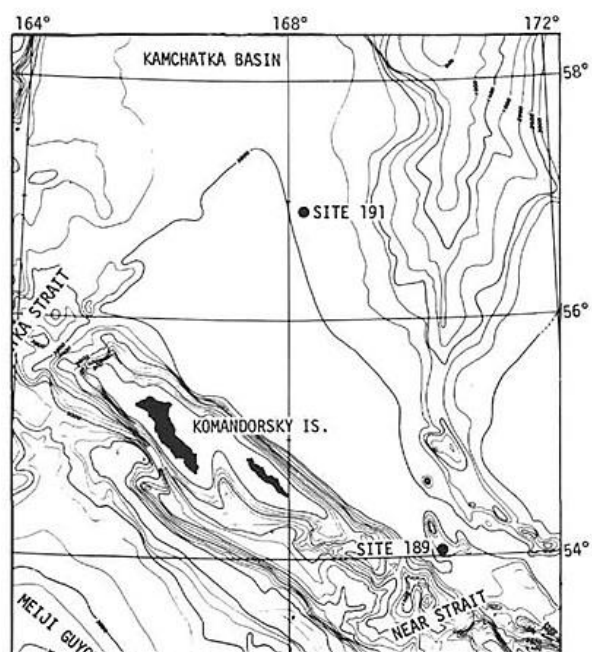


Рис. 1. 383. Расположение скв. 191.

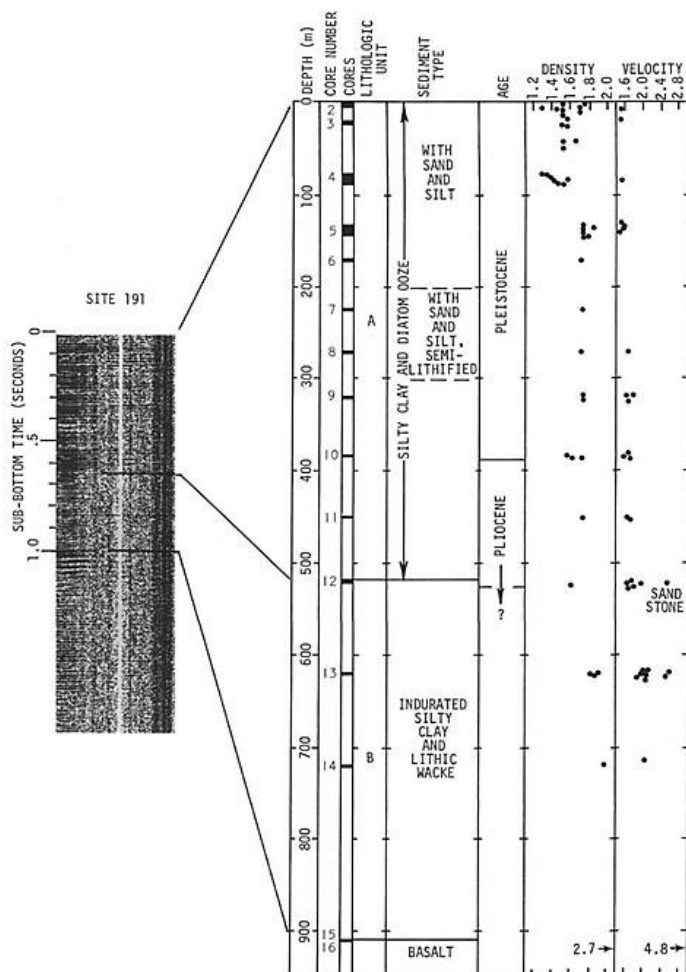


Рис. 1. 384. Сопоставление сейсмического профиля и разреза скв. 191.

Скважина заложена на восточной – центральной стороне Камчатского бассейна, западнее хребта Ширшова. Осадочная толща – 900 м - верхний миоцен - перекрывает базальт – средний олигоцен.

В разрезе выделены две пачки.

Пачка А. – (интервал 0-520 м) – диатомовые алевритистые глины с многочисленными градационными слоями алевритистых песков и песчанистых алевритов в интервале – 0-290 м. Вулканический пепел в интервале 0-240 м. Ледовые эратические гальки на глубине 452 м.

Пачка В. – (интервал 520-900 м) – отвердевшие алевритистые глины с прослоями литических песчаников. Верхние – 520-529 м – содержат прослои известняков и ледовые гальки. Природа контакта осадки - базальт – не установлена.

Базальты вариолитовые высокоглиноземистые, толеитовые базальты.

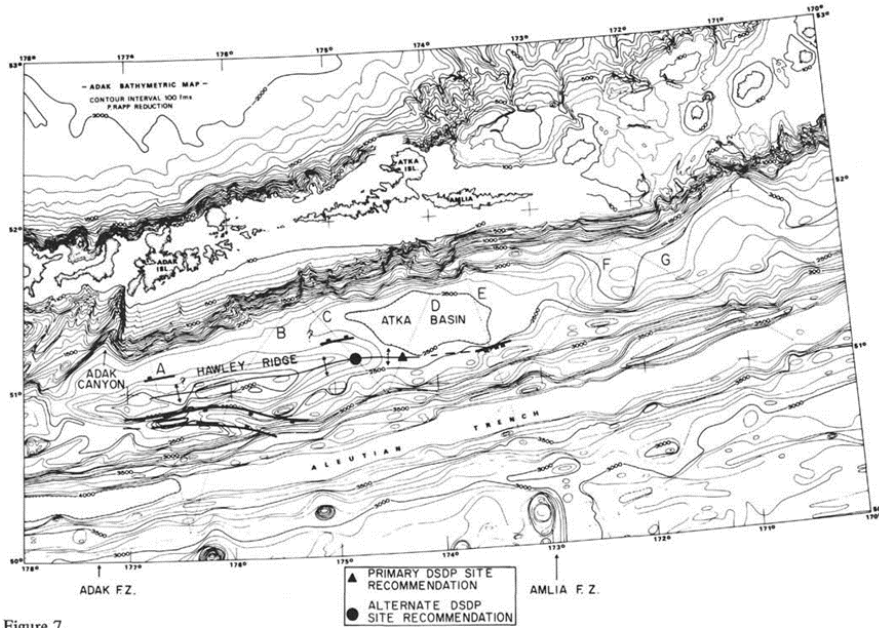


Figure 7

Рис. 1. 385. Сейсмические профили (след рисунок) в структурах Алеутской дуги.

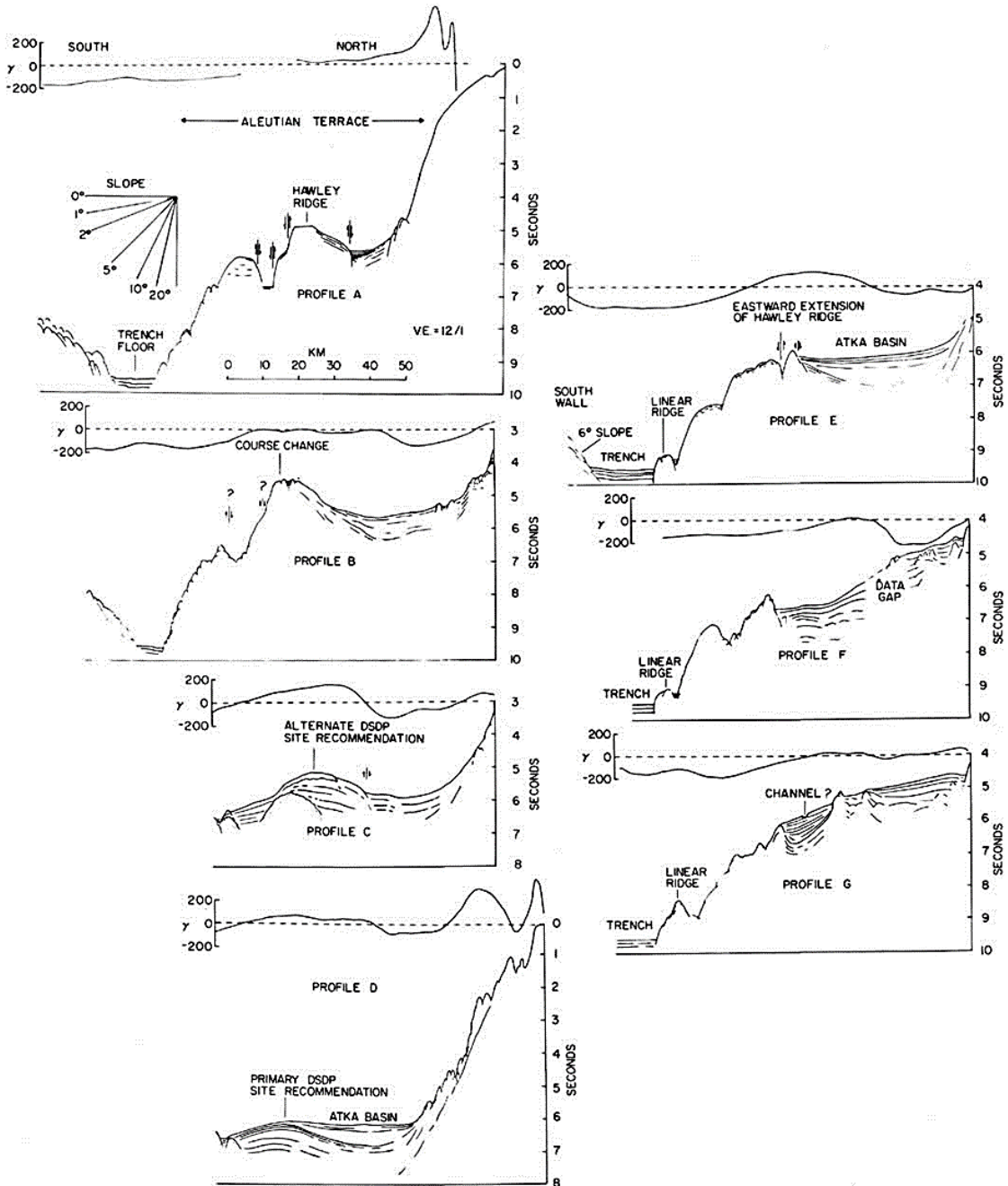


Рис. 1. 386. Сейсмические профили, размещение которых показано на предыдущем рисунке.

Рейс 21. Глубоководное бурение на юго-западе Тихого океана. Burns, R. E., Andrews, J. E., et al, 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 21, Washington (U. S. Government Printing Office) + pp. // doi:10. 2973/dsdp. proc. 21. 1973.

Скв. 203. Глубина 2720 м. Проходка 409 м. Сквжина расположена в пределах западной части бассейна Лау. Расположенный западнее хребет Лау не показывает признаков современной вулканической активности и не может являться источником вулканического материала скв. 203. Наоборот, западная сторона хребта Тонга, к востоку бассейна, характеризуется серией активных вулканических островов и подводных вулканов. Линия разграничения этих участков проходит в 150 км восточнее скв. 203. Вулканы хребта Тонга - андезибазальты, андезиты и дациты; базальты отсутствуют.

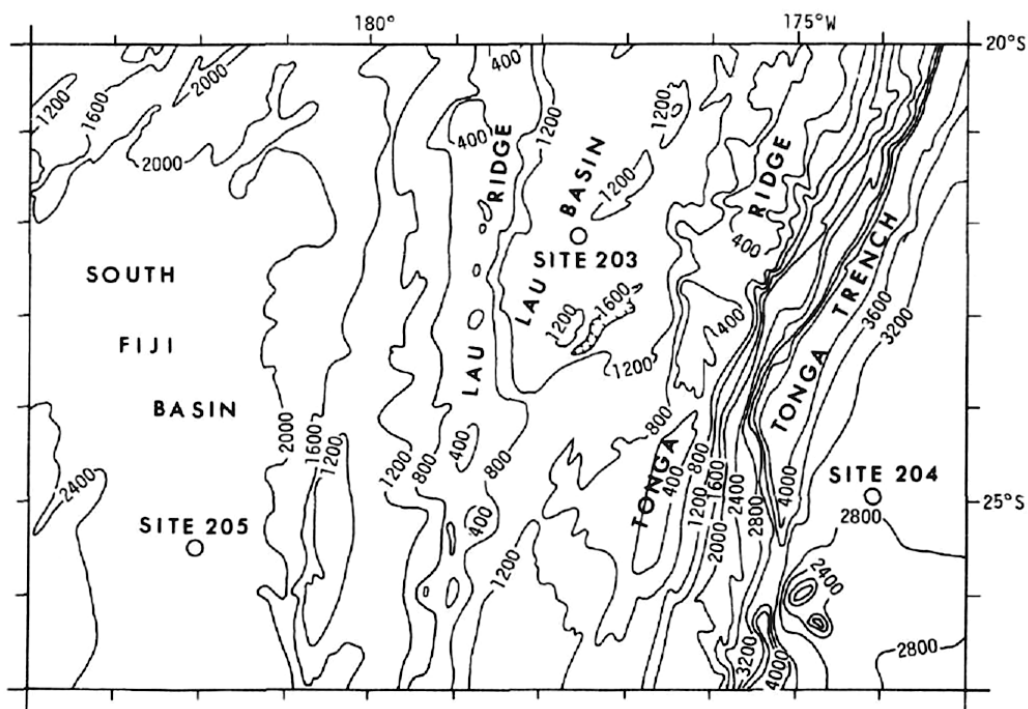


Рис. 1. 387. Расположение скв. 203 в бассейне Лау.

Керн 1 – (интервал 0-6 м) – квартал- поздний плейстоцен – коричневые наноилы, вулканический пепел.

Керн 2 – (интервал 6-15 м) – средний поздний плейстоцен – нанофосфильный ил с примесью (5-10%) вулканического стекла, алевритовой размерности, бесцветного с сферическими миндалинами, примесь зеленоватого стекла, обломки плагиоклаза и пироксена. Коричневый цвет обусловлен примесью гидроокислов железа. Органические обломки – фораминиферы, радиолярии, диатомеи, голотурии.

Керн 3 – (интервал 108-117 м) – ранний плейстоцен – прослой пепла 6. 9 м с резким контактом с нижележащим нанофосфильным илом. Пепел, вниз по разрезу, переходит в песчаную фракцию: материал бурокоричневое стекло, плагиоклаз, клинопироксен, фораминиферы, нанофоссилии.

Керн 4 – (интервал 229-238 м) – граница плейстоцен- плиоцен – нанопланктон – 5-60%, фораминиферы до 39%, пепловые слои с гидрооксидами железа, стекло изменено сильнее, чем выше по разрезу.

Керн 5 – (интервал 400-409 м) – ранний-средний плиоцен – усиливается эффект вулканизма: пепловых слоев больше, чем наноилов. В верхней части керна – неконсолидированный черный песок – обломки стекла, плагиоклаза и пироксена. Внутри пеплового прослоя два булыжника округлых высоко миндалекаменного базальта. Округлость – результат абразии, свидетельство близкой вулканической активности в мелководных условиях. Базальты высоко изменены.

Скв. 204. Глубина 5354 м. Проходка 160 м. Скважина расположена на склоне желоба Тонга в районе размещения трех небольших холмов высотой 300-400 м, типичных для восточного склона желоба. В разрезе, от квартера до позднего олигоцена – раннего миоцена, вскрыты аргиллитовые и железисто-оксидные глины с обрывками вулканического стекла, пепла, залегающие с несогласием на «немых» вулканогенных песчаниках и конгломератах, возможно, позднемелового возраста.

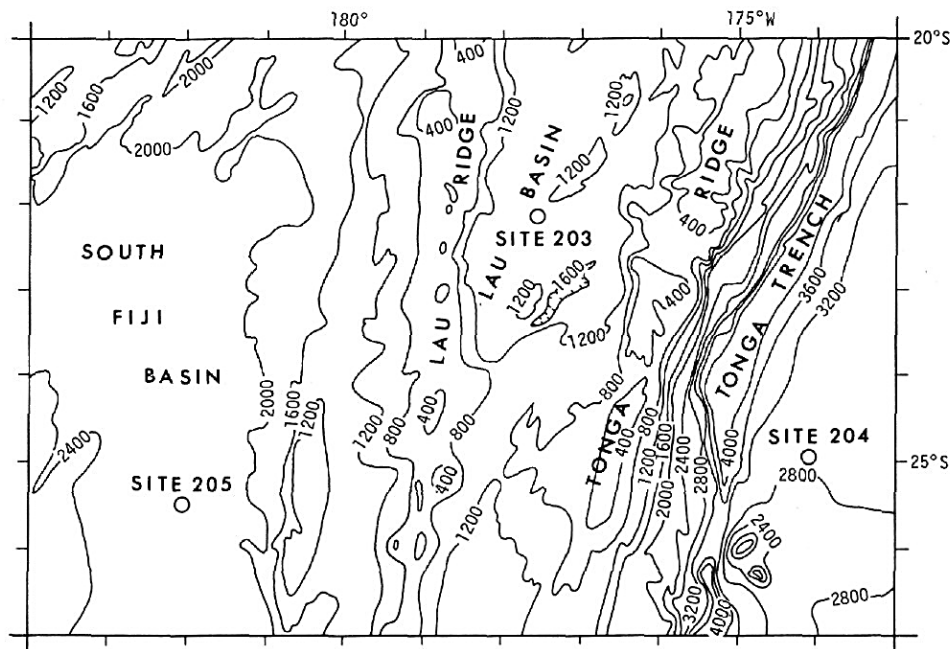


Рис. 1. 388. Размещение скв. 204.

В разрезе скважины выделены три пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-103 м) – абиссальные глины и пепел от позднейшего квартера до раннего миоцена или олигоцена. Темно-коричневые глины, монтмориллонит, плагиоклаз, слюда, кварц, авгит, аморфные окислы железа и обрывки стекла. Небольшое количество зубов рыб, костей, редкие бентические фораминиферы. В основании - резкий контакт прослоем карбонатных пород основания пачки 1 и песчаником пачки 2.

Пачка 2 – (интервал 103-126,5 м) – туфогенные песчаники и конгломерты – ранний мел?

Пачка 3 – (интервал 126,5-147 м) – витрические туфы неизвестного возраста, желто-коричневые грубогалечные туфогенные конгломераты с округлыми обломками кальцита, андезита, пемзы, вулканического стекла и фрагментов андезитов и базальтов, с измененным гидрооксидами железа матриком. Прослои тонкообломочных пород характеризуются косой, градиционной слоистостью и структурами деформации мягких пород. Обломки *Inoceramus* sp.

Пачка 4 – темно зеленовато-серые витрические туфы имеют резкий контакт с перекрывающими конгломератами. Туфы сложены обломками девитрифицированных базальтов и андезитов.

Скв. 205. Глубина 4320 м. Проходка 355 м. Скважина заложена западнее хребта Лау на сравнительно плоском основании южного бассейна Фиджи – серия холмов со сравнительно тонким осадочным покровом. Холмы ориентированы в направлении сходном с направлением хребта Лау.

В разрезе скв. 205 выделены четыре пачки.

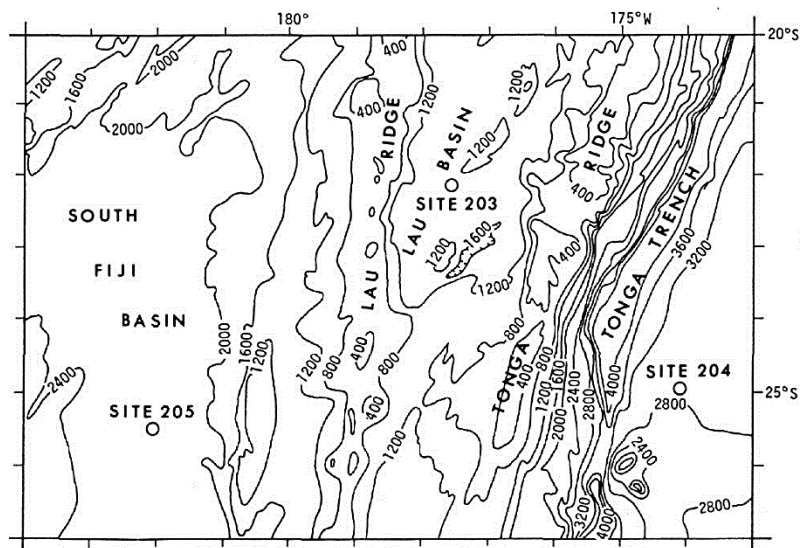


Рис. 1. 390. Место заложения скв. 205.

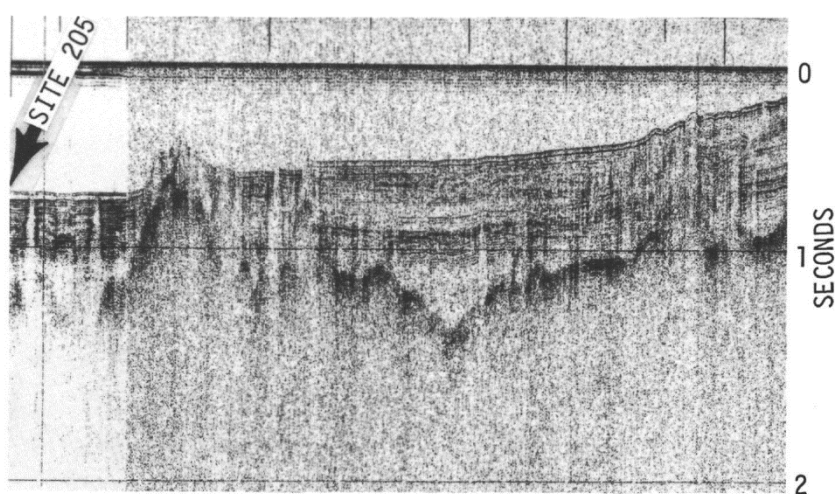


Рис. 1. 391. Сейсмический профиль района заложения скв. 205.

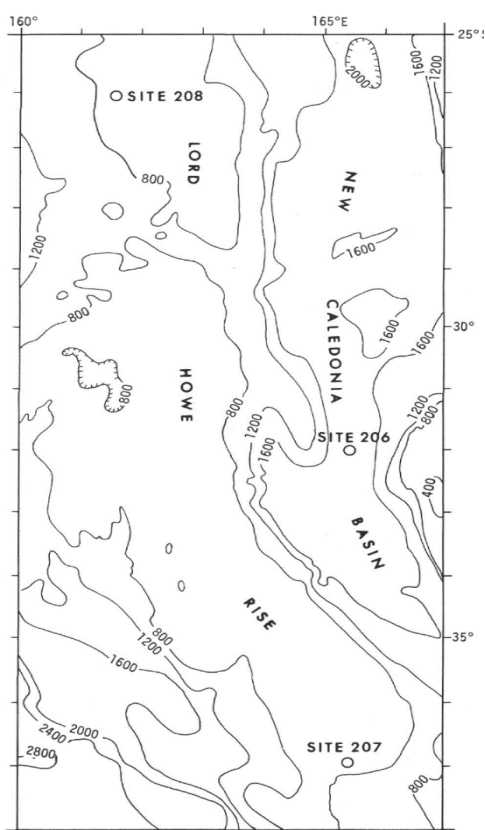


Рис. 1. 392. Размещение скв. 207.

Пачка 1 – (интервал 0-32 м) – квартал- поздний миоцен – железисто-оксидные глины, обогащенные обрывками стекла и витрического пепла с прослоями нанофоссильных илов.

Пачка 2 – (интервал 32-276 м) – поздний-ранний-средний миоцен – нанофоссильный витрический пепел, более литифицированный витрический туф. Присутствуют мелководные фораминиферы

Пачка 3 – (интервал 276-337 м) – середина позднего олигоцена – нанофоссильный ил с обрывками стекла, мел и известняк с прослоями витрического пепла или туфа. В основании в контакте с базальтами – известняки - ожелезненные.

Пачка 4 – (интервал 337-355 м) – середина олигоцена – миндалекаменный базальт.

Скв. 207. Глубина 1389 м. Проходка 513 м. Скважина расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. В регионе, окружающем скважину, склон морского дна полого погружается к югу.

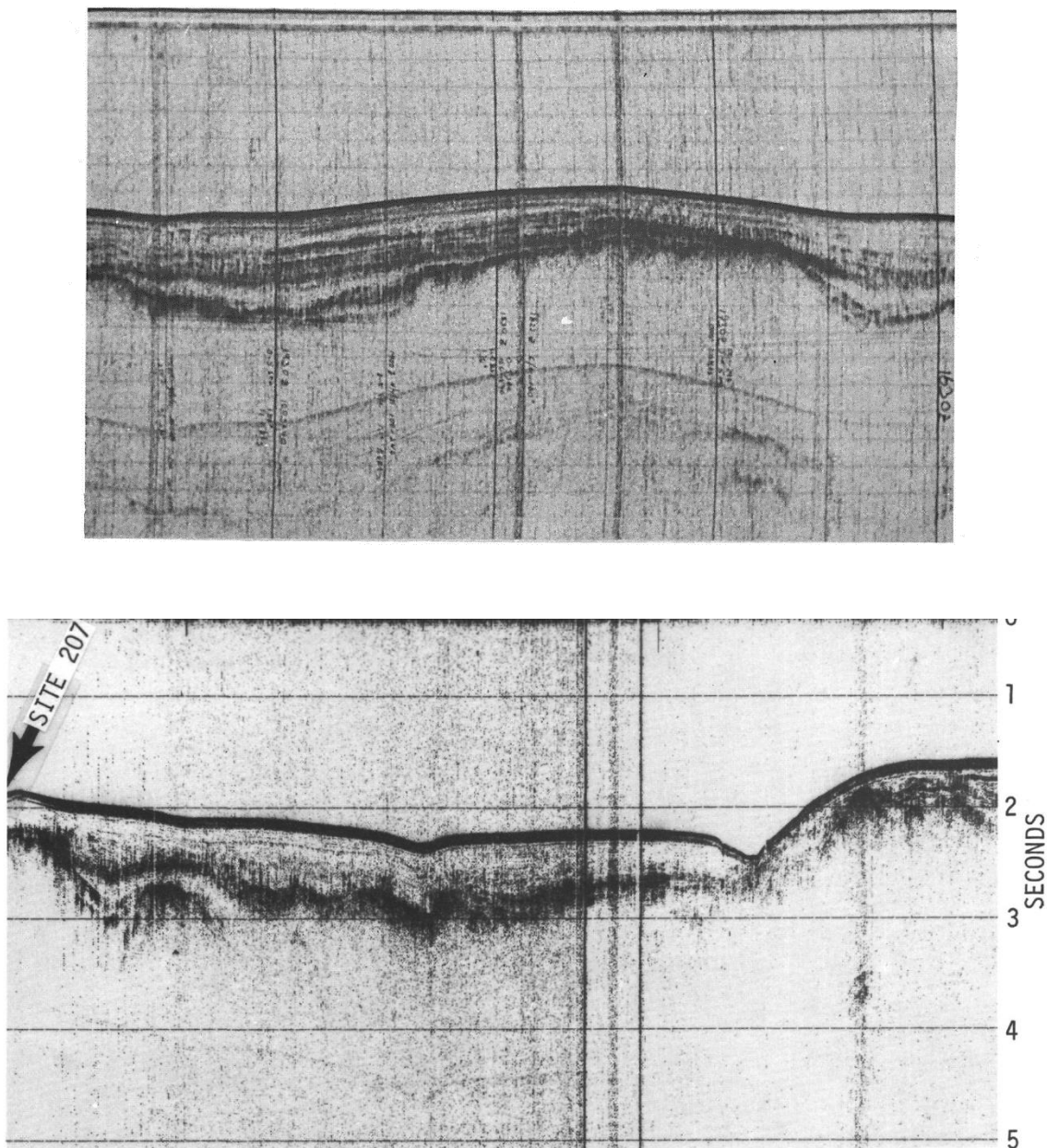


Рис. 1. 393. Сейсмические профили района заложения скв. 207.

В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-142 м) – плейстоцен-средний миоцен – фораминиферовые нанофосильные илы.

Пачка 2 – (интервал 142-309 м) – средний миоцен-палеоцен – фораминифер-нанофосильные илы, глинистые нанофосильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями, илами. Радиолярии и спикулы губок. Фрагменты кремней. Возрастает вниз количество глинистых минералов, появляется глауконит.

Пачка 3 – (интервал 309-357 м) – маастрихт – глауконитовый аргиллит, песчаник в основании. Обломочный материал: кварц, калиевый полевой шпат, фрагменты пород, возможно, образованных из плутонических (гранит) или метаморфических пород. Обломки округлые – результат переноса.

Пачка 4 – (интервал 357-433 м) – верхний мел – риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофировых риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Фенокристы кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обычна флюидальность.



Рис. 1. 394. Пемзовый туф пачки 4.

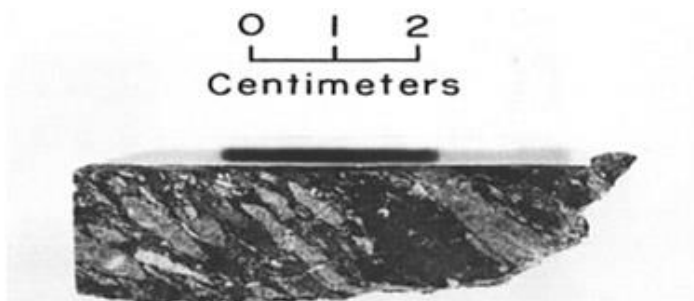


Рис. 1. 395. Параллельная ориентация полосчатых пемзовых фрагментов в витрофировом матриксе.

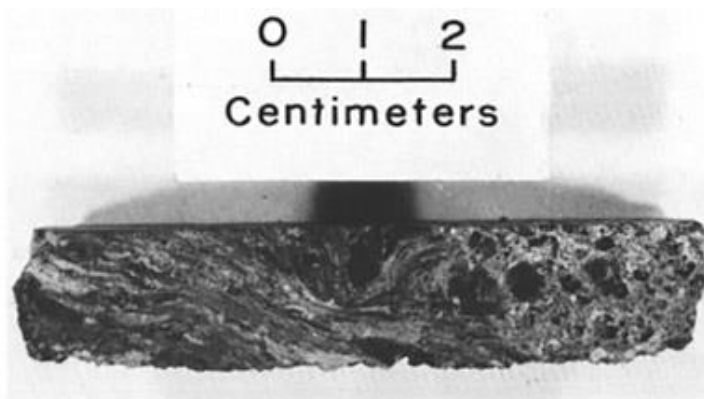


Рис. 1. 396. Пемзовый лапиллиевый туф в контакте с крупным фрагментом с флюидальной текстурой.

Пачка 5 – верхний мел или древнее – потоки витрофировых риолитов, частично, фрагментированных. Породы подобны породам пачки 4, но в этой пачке породы сильнее изменены, менее брекчированы и представляют преимущественно лавовые потоки. Локально зерна кварца плавают в глинистом матриксе как реликты. Состав и строение толщ свидетельствуют об их субаэральном образовании. Некоторые породы пачки 4 могут быть определены как игнимбриты. Строение толщи свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма.

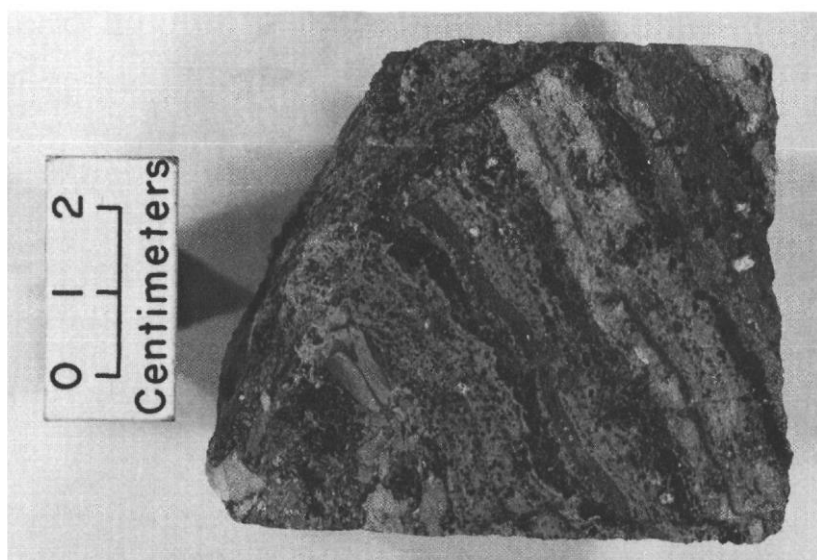


Рис. 1. 397. Сферулитовый витрофировый риолит с флюидальной текстурой.

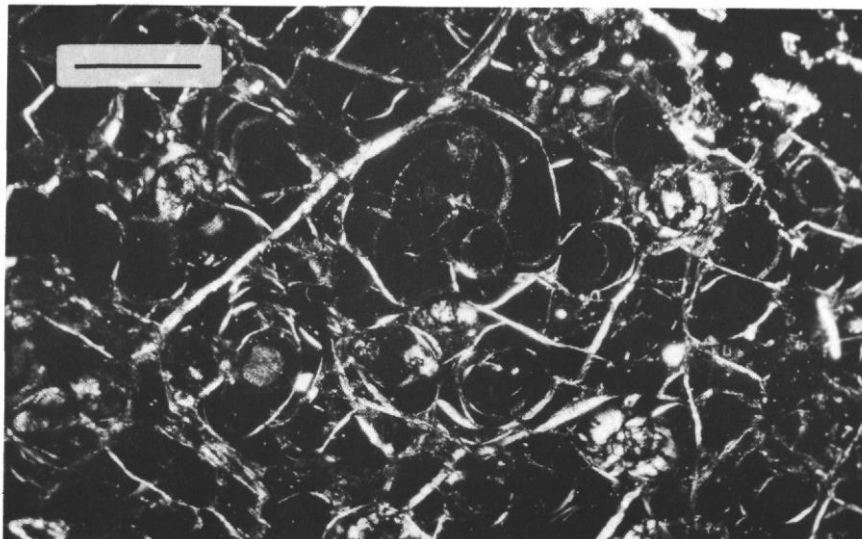


Рис. 1. 398. Стекловатый риолит с перлитовой отдельностью.

По итоговому мнению, авторов работы по рейсу 21, результаты, хотя и не полностью убедительные сами по себе, но свидетельствуют об общем возрастном продвижении в развитии этой части Тихого океана, на восток от западной провинции через бассейн Южной Фиджи в бассейн Лау. Это основано на определении возраста витрофировых риолитовых потоков в южной части поднятия Лорд Хауи (92 млн. лет.), далее к олигоценовому возрасту для образования юга бассейна Фиджи и поздне миоценовому времени открытия бассейна Лау. Кроме того, признаки более высокой частоты вулканизма, обычно более молодого, перемещаются на восток, и только восточные районы свидетельствуют об основном вулканизме.

Рейс 31. Тестирование различных предложений образования Западно-Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря. JaKarig, D. E., Ingle, J. C., Jr., et al., 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 31, Washington (U. S. Government Printing Office)// doi:10. 2973/dsdp. proc. 31. 1975

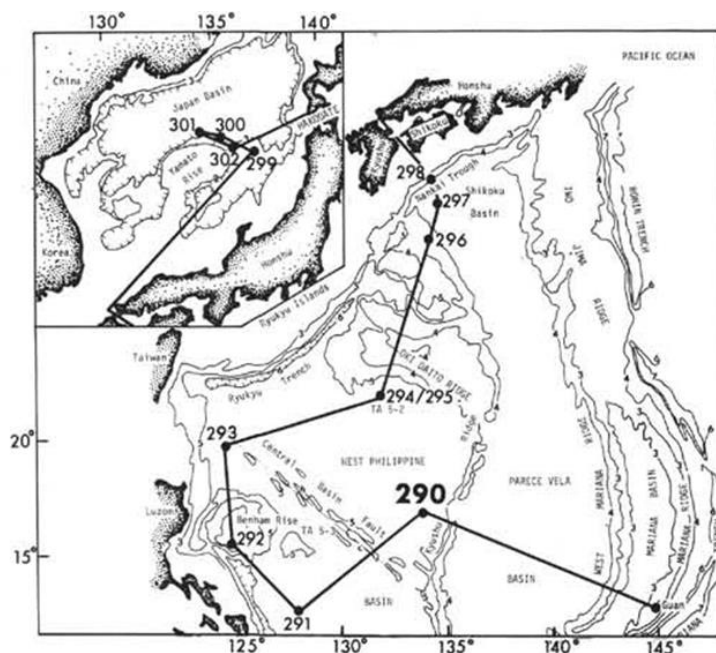


Рис. 1. 399. Размещение скв. 290.

Скв. 290. Глубина 6071 м. Проходка 255 м. Скважина расположена в пределах Западно-Филиппинского бассейна в дистальном окончании осадочного шлейфа, вдоль западного фланга хребта Кюсю-Палау. В скважине вскрыты 90 м – квартал – поздний олигоцен – коричневых алевроитовых глин, перекрывающих 49 м – позднеолигоценых – нанофоссильных илов. Этот переход датирует проседание этой части западно-

Филиппинского бассейна. Ниже этих пачек лежат более чем 80 м – раннеолигоценовых или поздне эоценовых – алевритов, формирующих дистальный клин крупного осадочного шлейфа, располагающегося к западу от хребта Кюсю – Палау. Шлейф, возможно, формировался в раннем олигоцене и позднем эоцене. Базальная пачка – поздний эоцен - или очень ранний олигоцен – вулканическая брекчия более 30 м мощности, формирующая оползень от локального топографического поднятия. Базальтовые фрагменты и нанофоссилии в обломках позволяют считать, что основание, которое не было вскрыто, имеет поздне эоценовый возраст. Основание разреза – ранний олигоцен -поздний эоцен – вулканические конгломераты и брекчии.

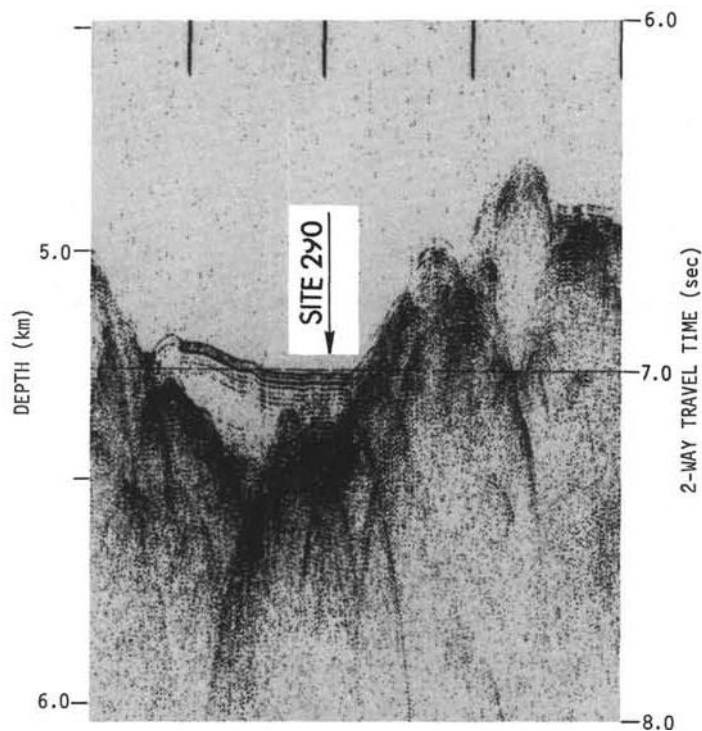


Рис. 1. 400. Сейсмический профиль района заложения скв. 290.

В разрезе скважины выделены четыре пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-90 м) – поздний плиоцен – коричневые алевритистые глины и алевритистые глины, обогащенные цеолитом и девитрифицированным стеклом.

Пачка 2 – (интервал 90-139 м) – поздний олигоцен – коричневые алевритистые глины с пеплом, радиоляриями и обогащенными пеплом алевритистые глины, количество пепла увеличивается с глубиной.

Пачка 3 – (интервал 139-222.5 м) – ранний олигоцен – коричневый глинистый нанофоссильный пепел.

Пачка 4 – (интервал 222-251 м) – ранний олигоцен (?) вулканический конгломерат. Макроскопически угловатые и субокруглые обломки представлены диабазом, выветрелыми или измененными вулканитами, палагонитом, стеклом и мелом. Вниз по разрезу увеличиваются размеры обломков до 1-6 см. Многие обломки имеют каймы выветривания. Цемент брекчий сложен смесью доломита, цеолита и диспергированной глины. В обломках присутствуют нанофоссильные илы, содержащие плиоценовые, эоценовые и меловые фораминиферы. Размер обломков от песка до гравия – 37 мм. Отношение обломков к цементу – 50:50. Обломки вулканитов, микрита, округлые фрагменты глин и илов, содержащих фораминиферы плиоцена, нанофоссилии плиоцена и эоцена, фораминиферы мела, песчаные зерна кварца, полевого шпата, обрывки стекла, пироксен, авгит и амфибол. Считается, что хребет в районе скважины в плиоцене существовал в мелководных условиях. Обломки базальта с бурой палагонитовой каймой – каймой выветривания или марганцевой коры. Физическая природа вулканического конгломерата – отложение из субмаринного гравитационного потока – обломочного потока

Скв. 291. Глубина 5237 м. Проходка 114,5. М. Скважина расположена во внешней части Филиппинского трога, недалеко от разлома Центрального бассейна в условиях расчлененного рельефа основания в нескольких сотнях метров, покрытого чехлом осадков 100-150 м мощностью.

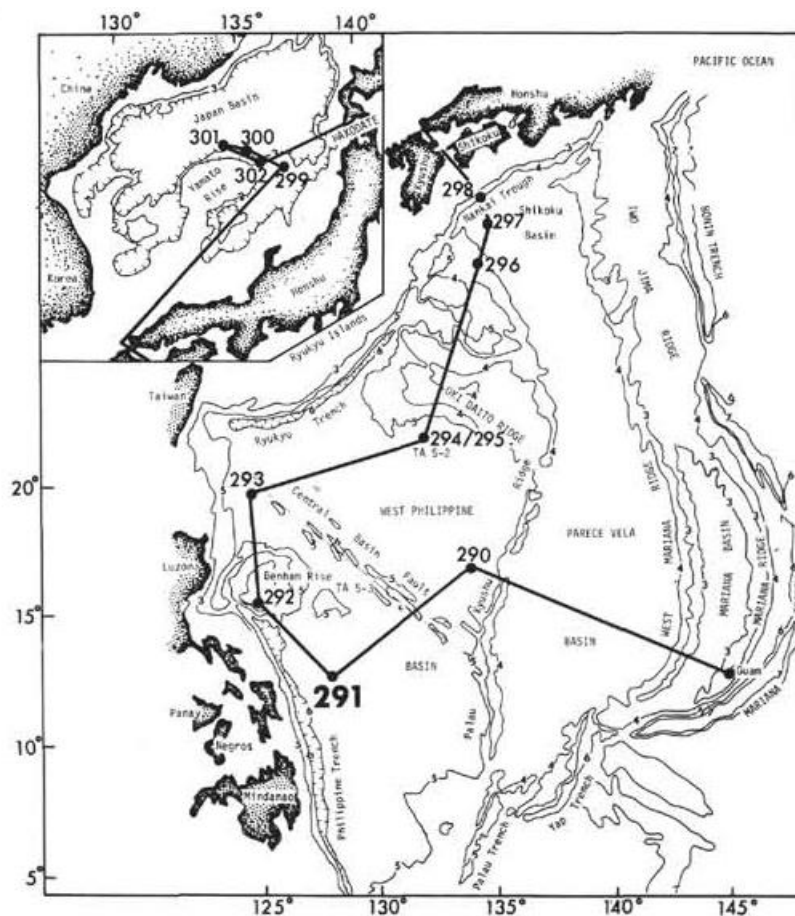


Рис. 1. 401. Место расположения скв. 291.

В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-61,5 м) – поздний плиоцен-поздний олигоцен – желто-коричневые алевритистые глины.

Пачка 2 – (интервал 61,5-80,1 м) – ранний-поздний олигоцен – палево-коричневые, интенсивно деформированные, глинистые нанофосильные илы.

Пачка 3 – (интервал 80,1-101,8 м) – поздний эоцен - ранний олигоцен – глинистые радиоляриевые илы и глинистые нанофосильные илы.

Пачка 4 – (интервал 101,8-118,2 м) – поздний эоцен-середина раннего эоцена – пыльно-красные до красно-коричневых нанофосильно – радиоляриевые алевритистые глины, железистая цеолитовая глина. Количество гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу.

Пачка 5 – (интервал 118,2-119,8. м) – базальт-толеит – фрагменты с пироксеном и плагиоклазом, измененный коричнево- красный серпентинитовый материал.

Формирование осадков происходит в условиях внезапного появления органических обломков, перемещенных гравитационными потоками с прилегающих топографических поднятий.

Скв. 292. Глубина 2937 м. Проходка 443,5 м. Скважина расположена в пределах поднятия Бенхам, представляющего собой сравнительно небольшое поднятие, расположенное восточнее Лузона в наиболее западной

части Западного Филиппинского бассейна, глубиной в осевой части 2,5-3,0 км. Наименьшие глубины в банке Бенхам составляют только 38 м.

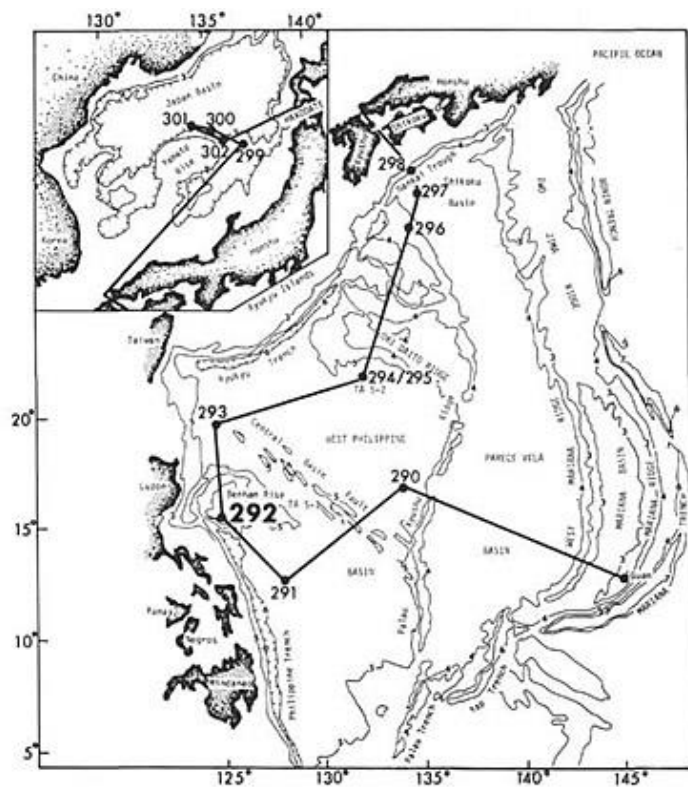


Рис. 1. 402. Расположение скв. 292.

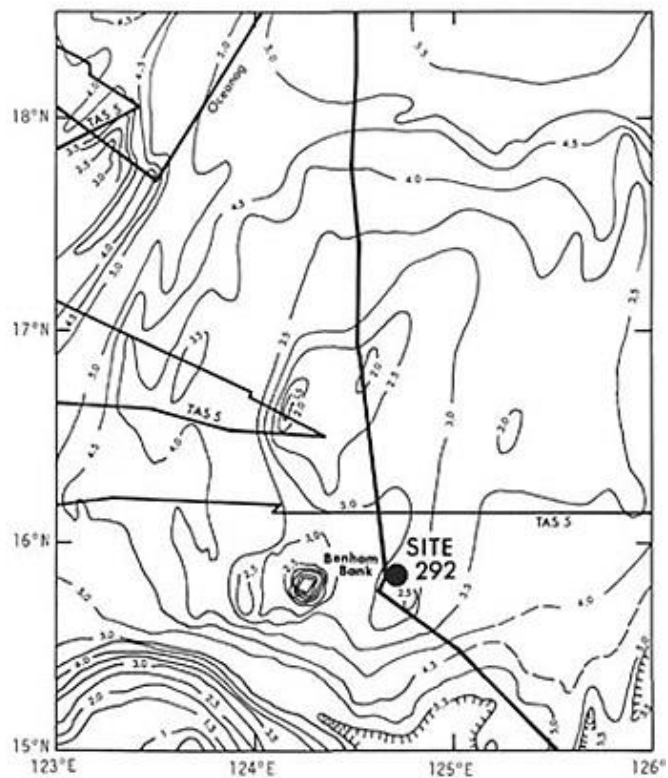


Рис. 1. 403. Батиметрия района размещения скв. 292 и положение банки Бенхам.

SITE 292

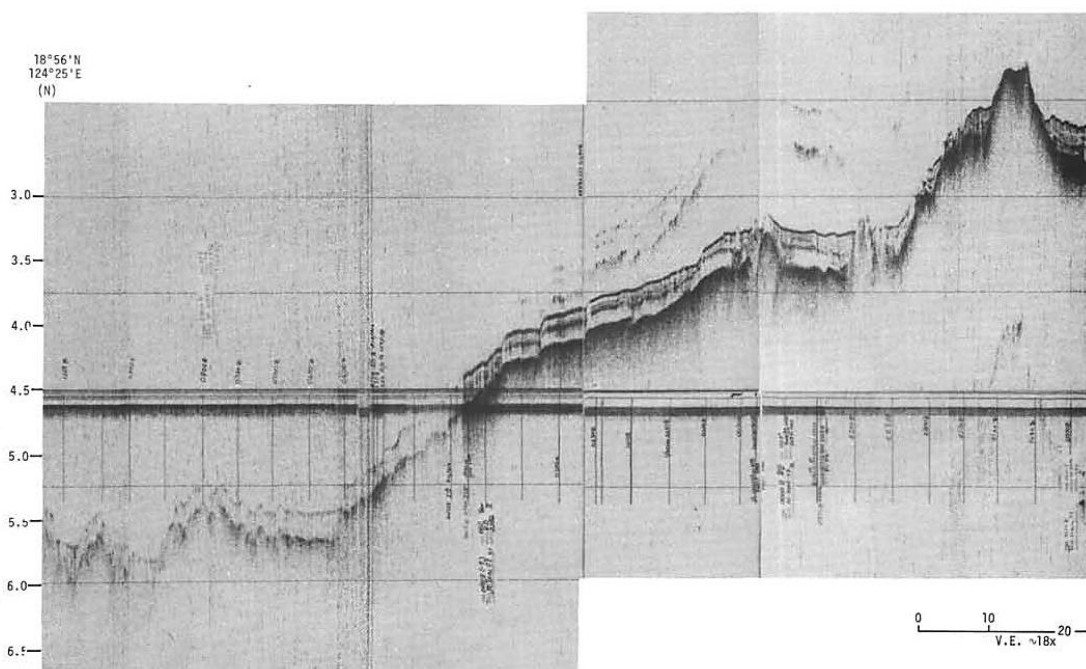


Рис. 1. 404. Сейсмический профиль района заложения скв. 292.

В скв. 292 выделены две пачки.

Пачка 1 – (интервал 0- 367,5 м) – поздний плейстоцен-голоцен-поздний эоцен – нанофоссильный ил и мел, однообразна по литологии и содержит варьирующие количества фораминифер, вулканического стекла, амфибола, радиолярии и спикулы губок; в некоторых участках прослой пепла и увеличение количества мела с глубиной.

1а – (154 м) – поздний олигоцен-поздний плейстоцен – нанофоссильный ил;

1в – (71 м) – поздний олигоцен – нанофоссильный ил с прослоями нанофоссильного мела;

1с – (142,5 м) – поздний эоцен-поздний олигоцен – нанофоссильный мел с прослоями илов и кремнистыми конкрециями.

Пачка 2 – (интервал 367-443,5 м) – базальты субофитовые плагиоклаз-пироксеновые, интерстициальные

участки замещены коричневым серпентинитовым продуктом.

Скв. 293. Глубина 5626 м. Проходка 563,5 м. Скважина пробурена в мощном шлейфе осадков, залегающих севернее и восточнее Лузона и западнее разлома Центрального бассейна в западно-Филиппинском бассейне. Стратиграфическая колонка представляет 224 м поздне плиоцен-плейстоценовых песчано-алевритовых турбидитов; 156 м – плиоценовых дистальных аргиллитовых турбидитов, 29 м – коричневых аргиллитов с переработанными эоценовыми нанофоссилиями, перекрывающими 46,5 м – миоценовой базальтовой брекчии. Разрез непрерывный и разделен на 5 субпачек. В целом разрез представлен глинами и прерывается алевритовыми и песчано-алевритовыми отложениями.

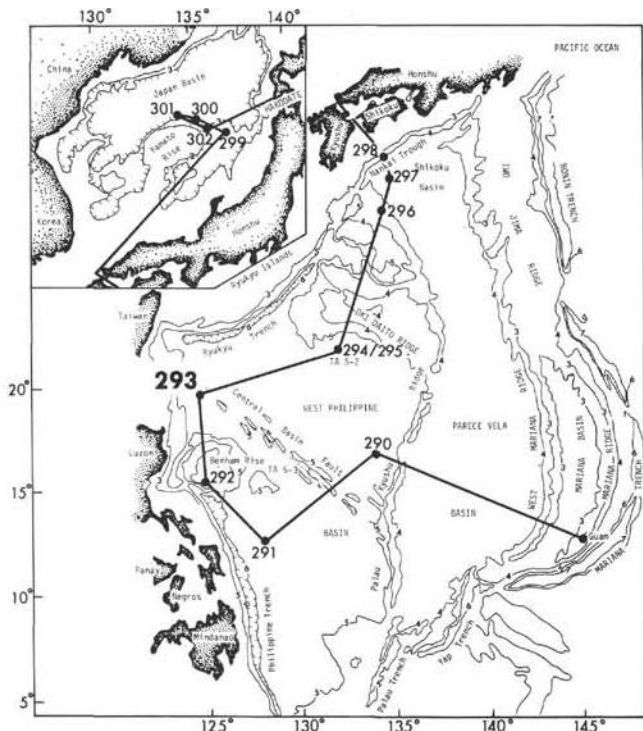


Рис. 1. 405. Расположение скв. 293.

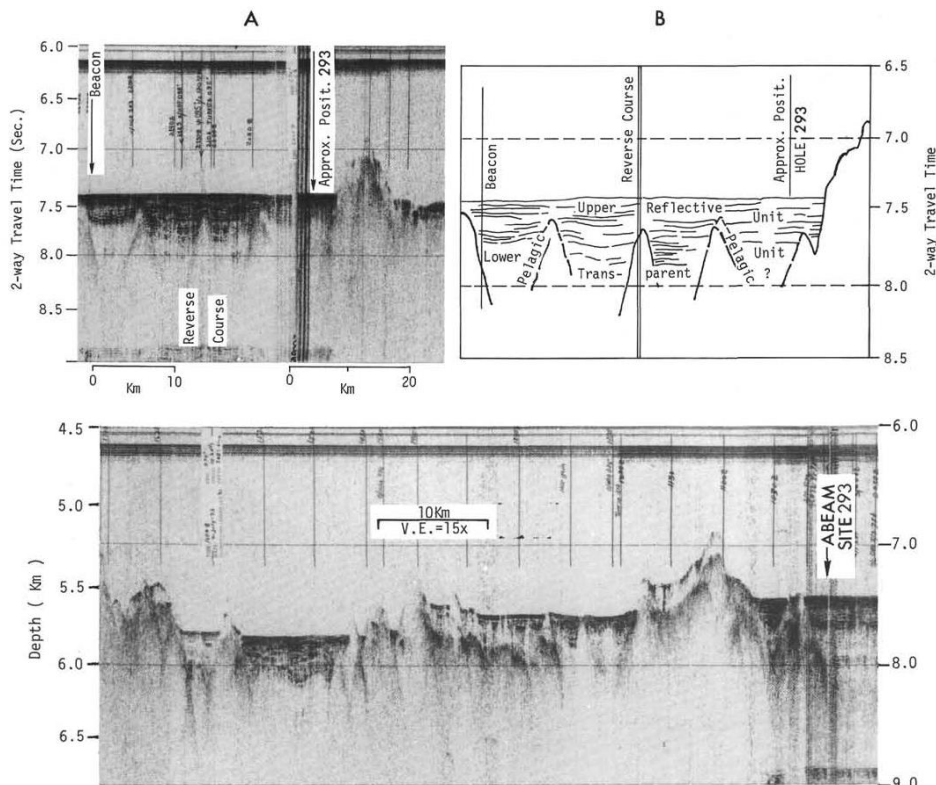


Рис. 1. 406. Сейсмические профили района заложения скв. 293.

В разрезе скважины выделены две пачки.

Пачка 1а – (интервал 0-3,0 м) – плейстоцен-голоцен – песчанистый алеврит с обломками полевого шпата и вулканического стекла. Цвет темно-коричневый. Возраст фоссилий от голоцена до мела.

1в – (интервал 88,5-215 м) – поздний плиоцен-плейстоцен – очень мелкозернистый песок к грубозернистому алевриту с прослоями глин. Элементы градиационной слоистости трактуются, как дистальные турбидиты. Присутствие глауконита рассматривается как свидетельство мелководных условий. Тяжелые минералы: амфибол - коричневый и зеленый, пироксен, хлорит и гиперстен

1с – (интервал 215-392. 5 м) – поздний плиоцен – слоистые серии дистальных турбидитов и прослой пепла. В обломках, обычны, кварц и полевой шпат. Вулканическое стекло девитрифицировано.

1д - (интервал 392. 5-478 м) -? – глины, алевритистые глины, и глинистые алевриты.

1е – (интервал 497-517 м) -? – красные и коричневые аргиллиты с прослоями вулканического пепла.

Пачка 2 – (интервал 517-544,5м) – поздняя середина миоцена-поздний плиоцен – толеитовый базальт, габбро, брекчия. Матрикс брекчии желто-коричневый. Брекчия сложена измененным базальтом, обломками зеленого сланца в матриксе плагиоклаза, амфибола, хлорита, фрагментов минералов в глинистой массе с примесью цеолита и кальцита. В другом случае матрикс красновато-коричневый. Обломки – деформированное габбро и базальты. Матрикс сложен амфиболом, плагиоклазом и оксидными минералами, и карбонатом. Обломки грубозернистого габбро, измененного в амфиболовое габбро или амфиболовый сланец. Матрикс темно – желто - оранжевый, обломки 3-15 см габбро с кумулятивной структурой. Некоторые фрагменты рассланцованы. Мелкие 1-2 см обломки – вариолитовый базальт, амфибол, плагиоклазовый сланец и габбро, измененное в сланец. Отдельные разновидности габбро (керна 21) грубозернистые: плагиоклаз – 60%, клинопироксен – 30%, ортопироксен – 10%. Матрикс – минеральные фрагменты и кальцит. Брекчии рассматриваются как тектонические образования.

Скв. 294/295. Глубина 5820 м. Проходка 118 м. Основание разреза – коричневый ил – эоцен или палеоцен. Основание – базальты ниже 112-118 м. Скважина проникла в тонкое «осадочное одеяло», покрывающее северо-восток Центрального Разломного бассейна. Стратиграфическая колонка содержит 112 м коричневых железистых пелагических алевритов, алевритистых глин и глин, обедненных идентифицируемыми микрофоссилиями, исключая зубы рыб. Эти глины налегают на обогащенные титаном базальты.

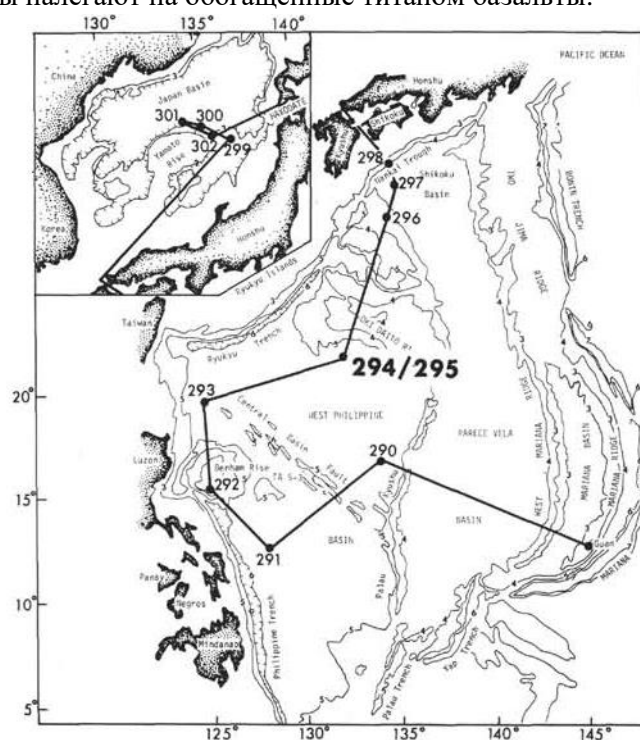


Рис. 1. 407. Расположение скв. 294/295.

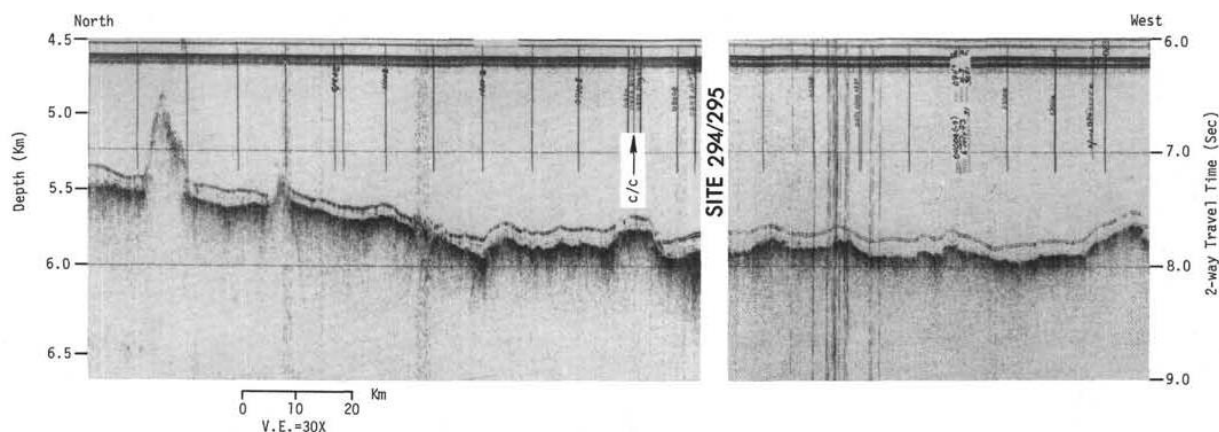


Рис. 1. 408. Сейсмический профиль района заложения скв. 294/295.

В разрезе скважин выделены три пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-97,5 м) – плейстоцен-голоцен – коричневые алевритистые глины. Присутствует измененное вулканическое стекло, радиоларии и нанофоссилии.

Пачка 2 – (интервалы 97,5-112 и 101-158 м) – эоцен? – черно-красные до темно-красных железистые алевритистые глины и цеолитовые глины с фрагментами пемзы. Переработанные палеоценовые фораминиферы.

Пачка 3 – (интервал 112-118 м) – толеитовые базальты с вариолитовыми структурами, замещены коричневым серпентином и кальцитом.

Присутствие переотложенных фоссилий – свидетельство присутствия локальных топографических поднятий, возможно, палеоценового возраста. Возможно, таким поднятием являлось поднятие Оки Дайто.

Скв. 296. Глубина 2920 м. Проходка 312. 1 м. Основание разреза – ранний олигоцен – вулканические туфы и конгломераты. Скважина расположена на северо-западе уступа террасы хребта Палау Кюсю, поблизости от трога Нанкай.

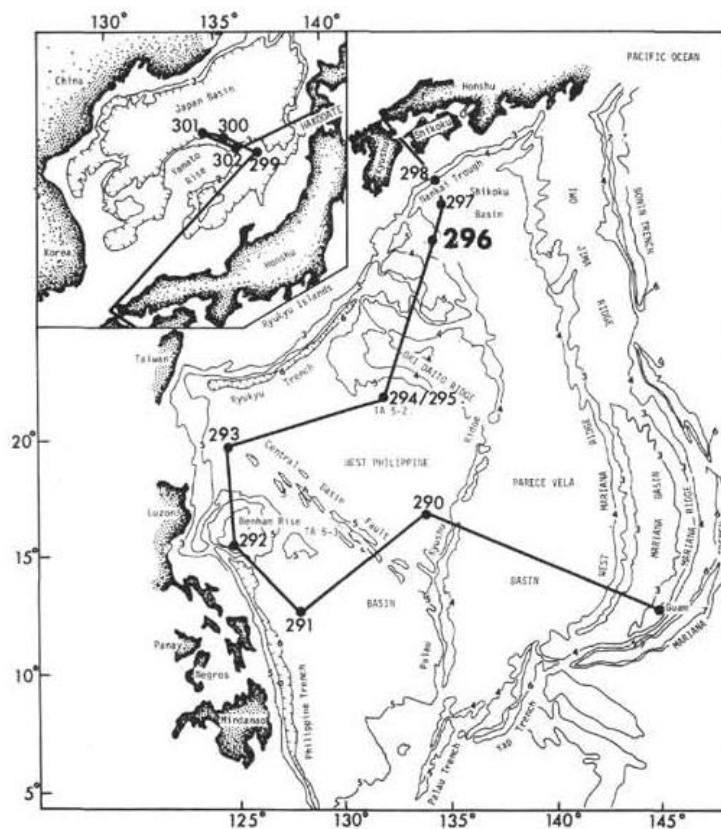


Рис. 1. 409. Расположение скв. 296.

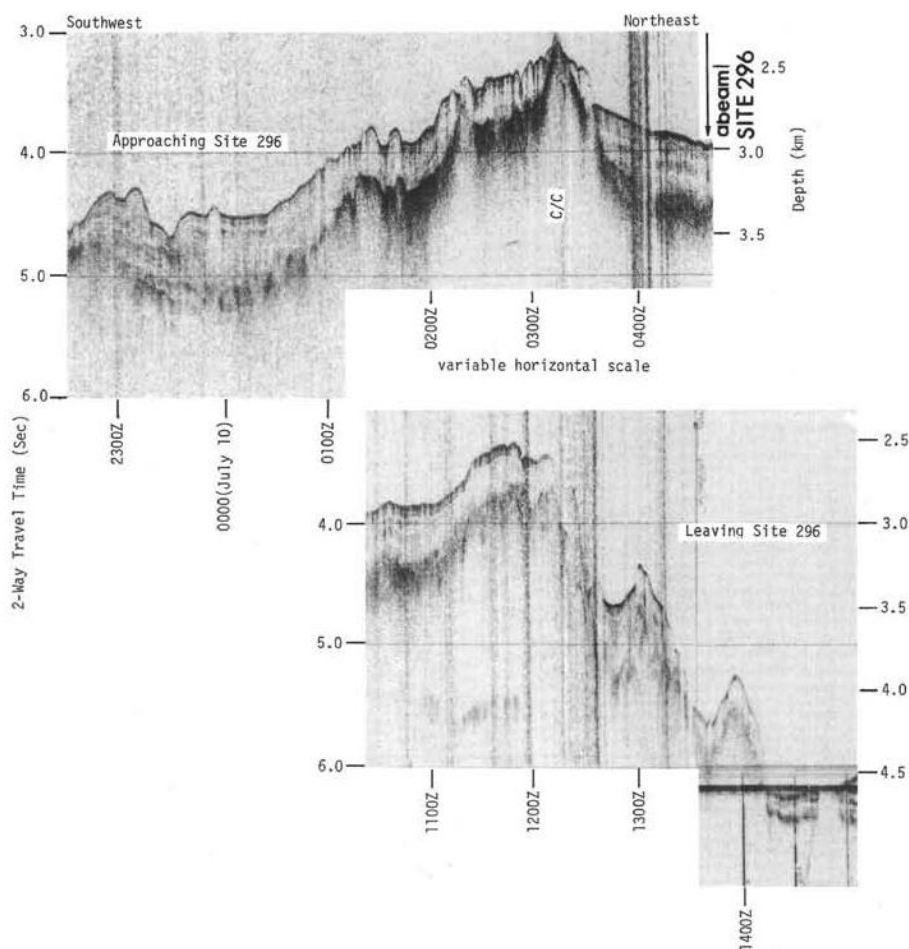


Рис. 1. 410. Сейсмический профиль района заложения скв. 296.

Присутствие в разрезе литоральных фораминифер свидетельствует о том, что хребет располагался вблизи уровня моря в позднем олигоцене. Батинальные образцы документируют батинальное проседание хребта.

В разрезе скважины выделены следующие пачки.

Пачка 1а – (интервал 0-44,5 м) – ранний плейстоцен-голоцен – обогащенные фораминиферами глины;

1в – (интервал 44,5-63,5 м) – ранний плейстоцен – фораминиферовые и нанофоссильные илы;

1с – (интервал 63,5-92,0 м) – ранний плейстоцен-поздний плиоцен – глинисто-карбонатные нанофоссильные илы;

1д – (интервал 92-206 м) – поздний плиоцен-поздний миоцен – глинистый нанофоссильный ил и мел;

1е – (интервал 205-282 м) – ранний-поздний миоцен – глинистые нанофоссильные илы, мел с радиоляриями;

1ф – (интервал 282-343,5 м) – ранний миоцен-поздний олигоцен – глинистый нанофоссильный мел;

1г – (интервал 343,5-453 м) – поздний олигоцен – глинистый нанофоссильный мел с присутствием пепла, мела с пеплом и прослоями глинистого пепла.

Пачка 2 – (интервал 453-1087 м) – ранний? - поздний олигоцен – вулканические туфы, лапиллиевые туфы, вулканические песчаники и аргиллиты. Вулканические туфы, лапиллиевые туфы плохо и средне отсортированы; угловатые и субугловатые обломки являются свидетельством отложения вблизи источника извержения. Мелководные фораминиферы и водоросли в карбонатной массе свидетельствуют о мелководных условиях во время эруптивного периода. Обломочный материал туфов палагонитизирован. Вулканические песчаники и аргиллиты содержат субокруглые обломки с хорошо отсортированным размещением – сочетание процессов вулканизма и перераспределения отложений. Все это свидетельство того, что в позднем олигоцене хребет Палау Кюсю располагался вблизи уровня моря.

Скв. 297. Глубина 4458 м. Проходка 124,2 м. Скважина заложена в северо-западном углу бассейна Шикоку, непосредственно южнее трога Нанкай и острова Шикоку. Основание разреза - витрический пепел и обогащенный пеплом алевролит.

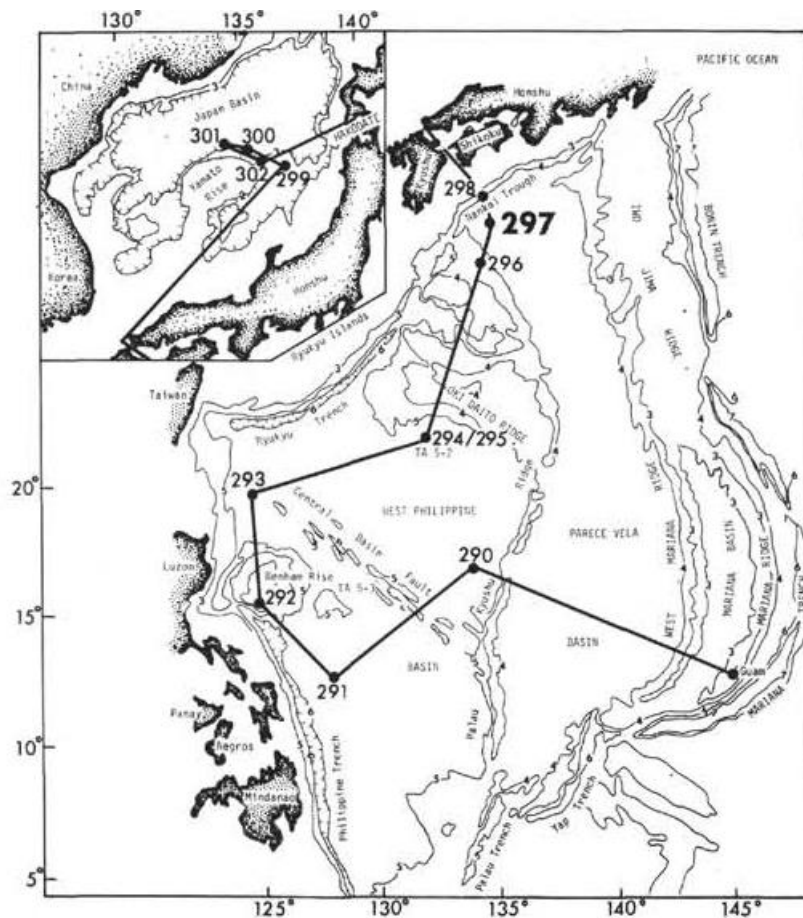


Рис. 1. 411. Расположение скв. 297.

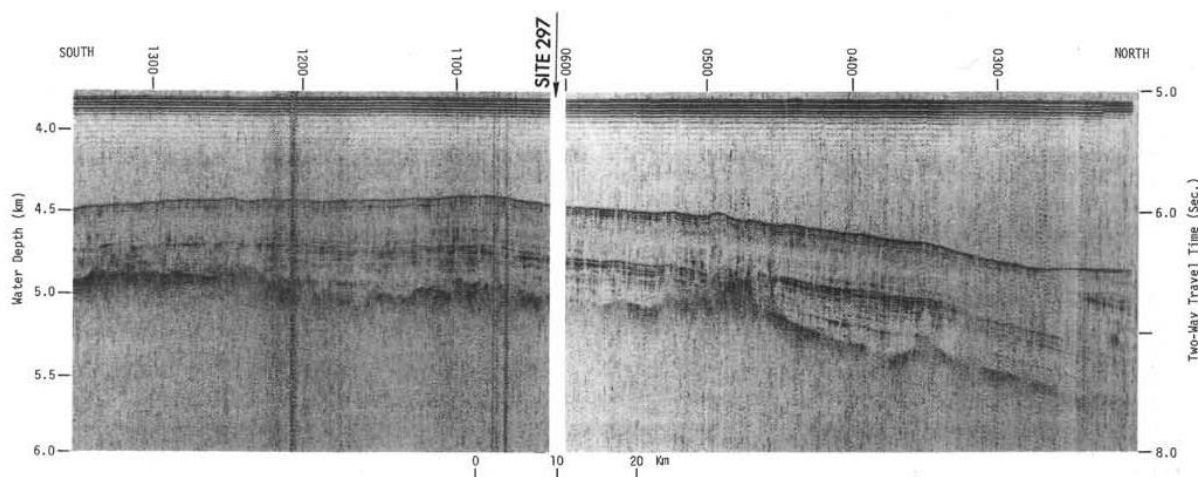


Рис. 1. 412. Сейсмический профиль района заложения скв. 297. Обратите внимание на «зубчатый» характер поверхности фундамента.

В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал-0-54 м) – поздний плейстоцен – диатомовый ил, обогащенный пеплом; вулканическое стекло и вулканический полевой шпат 15-93% осадков. Пепел в прослоях до 0,5 м мощности.

Пачка 2 – (интервал 54-90 м) – ранний-поздний плейстоцен – обогащенный глиной нанофоссильный ил с прослоями витрического пепла.

Пачка 3 – (интервал 90-330 м) – поздний плиоцен – полулитифицированные глины и алевролитистые глины.

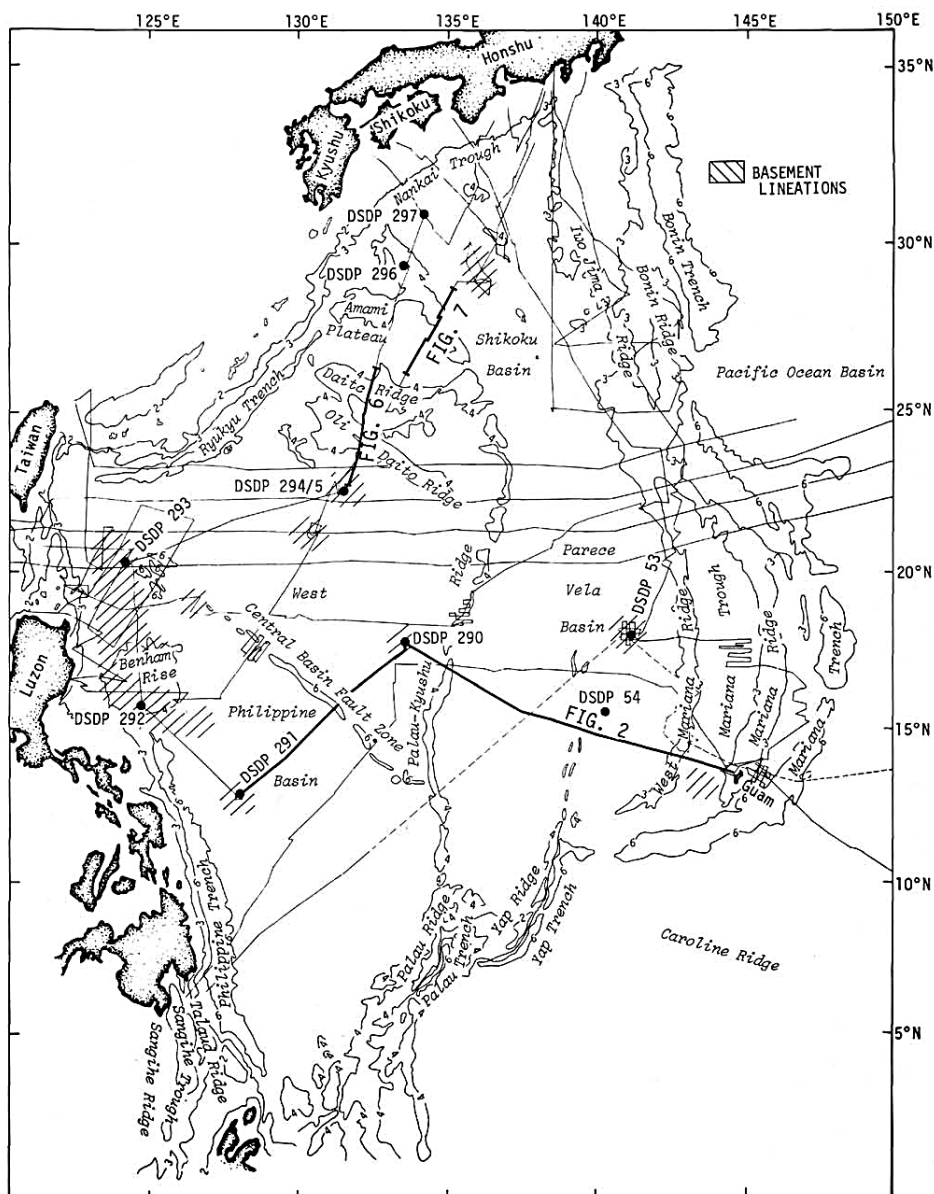


Рис. 1. 413. Карта Филиппинского моря с показом батиметрических особенностей и линейности основания (Daniel E. Karig).

Пачка 4 – (интервал 330-570 м) – ранний плиоцен – аргиллиты с прослоями песков; градационная слоистость Мельчайшие обломки растений указывают на близость континента.

Пачка 5 – (интервал 570-697,5 м) – ранний-средний миоцен – мелкий витрический пепел и обогащенный пеплом аргиллит с многочисленными обломками стекла. Градационная слоистость – принадлежность к дистальным турбидитам, присутствуют обломки растений на различных уровнях. Присутствуют явления оползнеобразования – слэмпинга. Пеплы хорошо отсортированы. Отсутствие грубых фрагментов, может быть свидетельством ветрового переноса. Обломки растений, детритовые глины и кварц могли быть принесены слабыми течениями и могут иметь континентальное происхождение.

Рассматривая происхождение конгломератов и песчаных отложений, пробуренных в Филиппинском море в рейсе 31, авторы интерпретируют их как «debrites-deposits of debris flows» – дебриты – отложения обломочных потоков. По нашему мнению, этот термин, наиболее отвечает существу этих пород по механизму их образования, чем традиционный термин – турбидиты и еще и оттого, что в дебритах отчетливо фиксируется слоистость, в том числе и градационная.

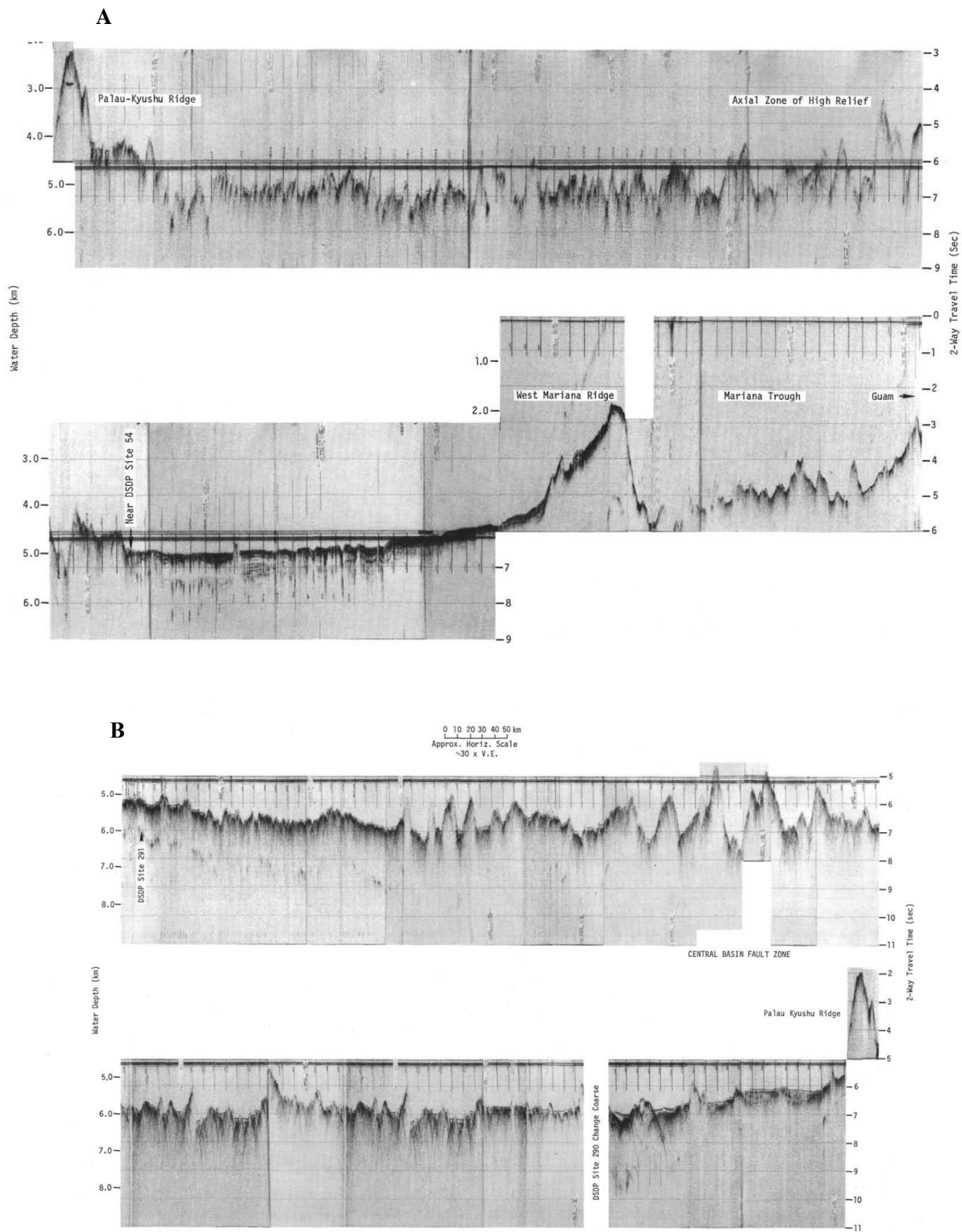


Рис. 1. 414. А. Сейсмический профиль Филиппинского моря от Гуама до скв. 291. В. Профиль через Западно-Филиппинский бассейн (Daniel E. Karig).

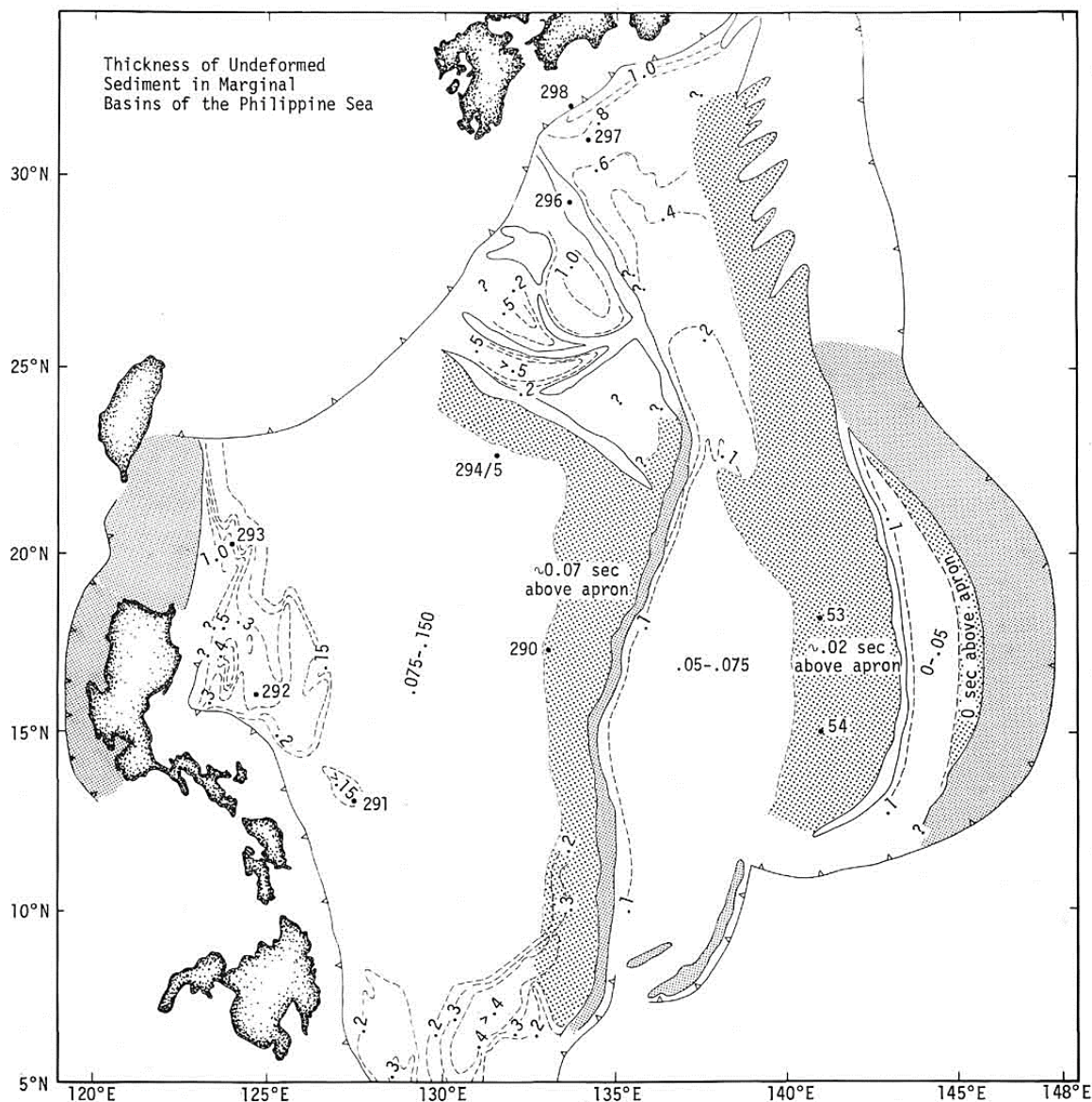


Рис. 1. 415. Мощность деформированных осадков Филиппинского моря. Плотно заштрихованные области – крупные вулканокластические шлейфы, мощность которых может достигать нескольких километров. Средняя мощность осадков показана цифрой. (Daniel E. Karig).

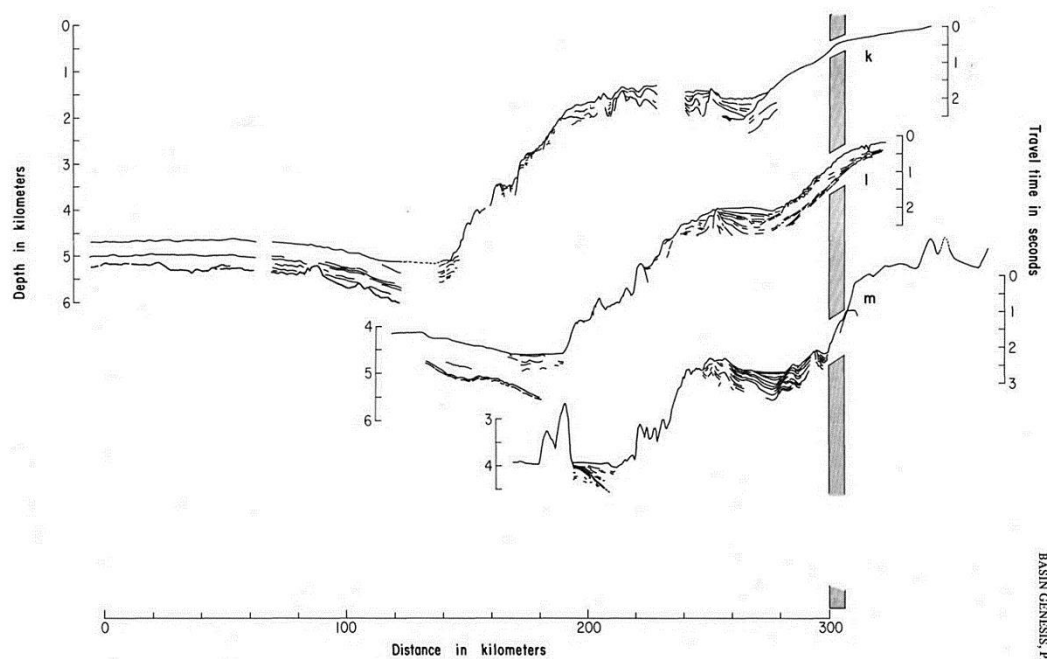


Рис. 1. 416. Сейсмические профили вдоль трога Нанкай, показывающие быстрое уменьшение к востоку размеров аккреционной призмы. Все профили ориентированы перпендикулярно к оси трога. (Daniel E. Karig).

Материалов рейса 31 позволяет предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в олигоцене, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов – областей сноса материала с уже сформированных в палеоцене и, возможно, в позднем мелу, вулканических хребтов – поднятий, возможно, в некоторых местах представлявших собой карбонатные платформы – присутствие карбонатных отложений с бентическими фораминиферами. Смена мелководных отложений, преимущественно мелкообломочными геми- и пелагическими отложениями, происходила в миоцене и позднее. Накопление таких отложений сопровождалось появлением в них значительных количеств пеплового материала, что может свидетельствовать о том, что завершение процессов субаэрального вулканизма происходило здесь не синхронно. Важно отметить, что отложения основания всех пробуренных скважин характеризуются обилием измененных выветрелых обломков и стекла, что может быть свидетельством того, что перед началом разрушения вулканических хребтов они занимали субаэральное положение и могли подвергаться процессам наземного выветривания, продукты которого, в заметных количествах, присутствуют в основании разрезов всех пробуренных здесь скважин. Характерно, что в скв. 297, пробуренной южнее трога Нанкай в основании разреза в отложения дистальных турбидитов присутствуют обломки растений – свидетельство близости континентального источника материала.

1.4.2. Обсуждение результатов бурения

Обсуждаются материалы бурения в следующих островных дугах Тихого океана: Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской и островной дуги Тонга-Кермадек, протягивающихся на огромные расстояния с севера на юг в северной (Алеутская) и западной частях Тихого океана. Необходимо отметить, что в материалах глубоководного бурения отсутствуют сведения о бурении в пределах Курильской островной дуги и оттого в этой работе такие материалы отсутствуют. В этом разделе вначале приводятся в сокращенном виде материалы бурения по отдельным островным дугам, а в заключении – синтез сведений о тихоокеанских островных дугах.

Алеутская островная дуга (ОД).

Характеристика островодужных систем включает: состав, строение и время становления различных тектонических структур ОД в преддуговой части, собственно островной дуги и задугового бассейна, включающего задуговые хребты. В этом отношении Алеутская ОД заметно отличается по набору структурных элементов от южно-Тихоокеанских ОД. Так в задуговом бассейне, непосредственно, к ОД примыкают дугообразный и по-другому ориентированный хребет Бауэрса – на западе и плато Умнак – на востоке. Здесь и в дальнейшем, вначале рассмотрим время и состав отложений наиболее древних в строении Алеутской ОД в различных ее частях.

Скв. 183 расположена вблизи северного края Алеутской абиссальной равнины, западнее залива Аляска. Проходка 516 м. Основание: базальт. Возраст пород основания – конец раннего эоцена. Возраст базальтов древнее, чем конец раннего эоцена. Нижний олигоцен-средний-верхний миоцен – глины, чередующиеся с прослоями алевроитов и песков. Прослой песков до 1 м. Цемент песков карбонатный. В песках калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц – 30-40 % и кальцитовый цемент. Очень мелкополосчатые, слацеватые глинистые сланцы в интервале 341-350 м и темные, обогащенные органическим веществом, сланцы, содержащие от 5 до 10% фрагментов древесины между 444,5 и 445 м. Надбазальтовая пачка нижний эоцен – голубовато-белый известняк с прослоем нанофоссильного известняка и темно-желто-коричневой железистой глины. Мощность трудно установить, и эта пачка перекрывает базальт. Несколько обломков щелочного оливинового базальта до 8 см округлых с 1 см закаленной каймой были открыты в интервале ниже 504,9 м. Стекло базальтов замещено гидроокислами железа. Здесь, следует обратить внимание на состав и изменения базальтов, налегание на них карбонатных отложений, выше которых располагаются обломочные породы – дебриты. Все это свидетельства вначале существования неритовых и мелководных обломочных отложений, и только потом, существенно,

пелагических отложений. Изменения базальтов и присутствие их в округлых обломках, возможно, интерпретировать, как признак несогласия между измененными базальтами и вышележащими карбонатными – неритовыми (?) отложениями. **Скв. 186, 187** расположены в преддуговой части ОД или внешнего, или южного края Аляскинского бассейна Алеутской террасы. Скв. 187 расположена вблизи «акустического основания», подстилающего внешний хребет бассейна Атка Алеутской террасы. Этот хребет является также поднятием пологосклонной внутренней стены Алеутского трога. Бурение показывает, что эта часть акустического фундамента является деформированными осадочными породами позднего миоцена. Эти отложения, возможно, накапливались в бассейне Атка. Вблизи скв. 186, ниже бассейна, эти отложения прослежены до 926 м. **Скв. 188.** Основание: верхний миоцен. Скважина заложена на внешнем краю средне склоновой террасы западного фланга хребта Бауэрса. Осадки мощностью 638 м содержат, в основном, плиоценовые и верхнемиоценовых (0-580 м) не консолидированных и полуконсолидированных диатомовых илов. **Скв. 189.** Глубина 3437 м. Проходка – 871 м. Основание разреза - осадки, возможно, деформированные – верхний миоцен. Скважина локализована в глубоко погруженном (3400 м) хребте, в основании северного фланга Алеутского хребта. **Скв. 190.** Глубина 3875 м. Проходка 627 м. Скважина расположена в юго-западной части Алеутского бассейна, восточнее хребта Ширшова. Вскрыто 627 м. В интервале 0-615 м – голоцен-миоцен – алевролитистые глины с различными количествами диатомей и диатомовые илы, залегающие на среднем миоцене – аргиллиты, известняки и глины. Дискретные слои витрического вулканического пепла присутствуют в верхнем миоцене и в более молодых отложениях. **Скв. 191** заложена на восточно-центральной стороне Камчатского бассейна, западнее хребта Ширшова. Осадочная толща – 900 м перекрывает базальт. В разрезе выделены две пачки. Базальты вариолитовые, высокоглиноземистые, толеитовые.

Таким образом, по данным бурения рейса 19, основание разреза таких разных структур как задуговые, фронтально дуговые части дуги, а также хребты Бауэрса и Ширшова – все эти структуры были заложены в миоцене на базальтовом основании, выше которого располагались, также, миоценовые неритовые или карбонатные, или терригенные отложения, фиксируя тем самым этап структурной перестройки, между базальтовым основанием и вышележащими отложениями. Остаются неясными причины дифференциации литостратиграфических событий и причины формирования разнообразных структур ОД при том, что время их заложения примерно одинаково. Характерная особенность базальтов – высокая глиноземистость.

Рейс 323. Проведено бурение серии скважин вдоль границы шельфа моря Беринга с Аляскинским бассейном и второй участок бурения – хребт Бауэрса.

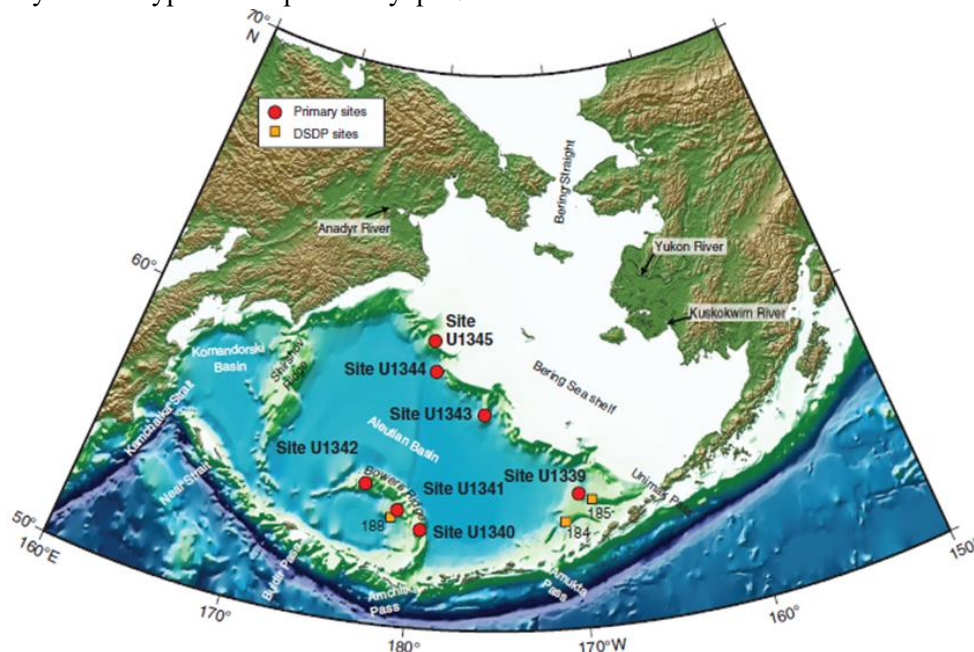


Рис. 1. 417. Расположение скважин рейса 323. Условные обозначения: красный кружок – скважины этого рейса; желтый квадрат – скважины рейса программы DSDP.

Во всех скважинах, расположенных вдоль границы шельфа и Аляскинского бассейна в разрезе выделена одна литологическая пачка – голоцен-плейстоцен или миоцен-плейстоцен – (скв. U1345), представленная, преимущественно, породами с градационной слоистостью, в том числе песками. Пески концентрируются в четырех интервалах 45-80; 190-255; 400-485 и 675-715 м. Присутствуют хорошо округлые обломки размером от гранул до галек, представленные базальтами и кварцитами. Крупные обломки до 4 см – округлые плутонические гальки и размером до 8 см – представлены диоритом. Многочисленные раковины двустворок и фрагменты раковин вскрыты в интервале ниже 500 м. Субокруглые и хорошо округлые гальки, обломки вулканического образования до 8 см, черного округлого базальта. Все это свидетельства существования, здесь по границе шельфа, многократно формирующихся обломочных потоков, дифференциальных движений и переноса обломочных пород, преимущественно, мелководных и континентальных с шельфа в окраинные части бассейна в голоцене - плейстоцене. Породы вулканического основания вскрыты на хребте Бауэрса.

Скв. U1342 заложена в пределах хребта Бауэрса на минимальной глубине 818 м. Пробурены четыре скважины, наиболее глубокая скв. U1342 В, на глубине 127,7 м вскрыла породы основания – вулканокластические породы. Характерно, что здесь отложения голоцена - плейстоцена представлены, существенно, пелагическими илами, которые ниже по разрезу характеризуются – нижний плейстоцен-плиоцен – увеличением песчаной составляющей и уменьшением биогенной; компоненты – песчанистые алевриты и алевритистые пески. Пески сложены средне и хорошо округлыми изверженными и метаморфическими породами. Ниже по разрезу возраст не известен – мафические вулканокластические породы от песчаников до брекчий и возможно базальты. Только в одной скважине в интервале 52,30-52,76 м вскрыты базальты порфиоровые и миндалекаменные. Фенокристы - плагиоклаз и пироксен в виде гломеропорфировых агрегатов. Миндалины от 2-3 до 15 мм. Ниже базальтов вскрыты переслаивающиеся серые, зеленые и красные вулканогенные песчаники, и брекчии полимиктовые, содержат пемзу, черные и красные фрагменты миндалекаменных и не миндалекаменных базальтов, кристаллов плагиоклаза и пироксена. Присутствуют мономиктовые базальтовые брекчии – угловатые, субугловатые и округлые. Некоторые обломки имеют каймы изменения, а также центральные части обломков, сложенные мафическими породами, обрамлены базальтом. Сортировка обломков и плохая, и хорошая. На основании региональной информации по Алеутскому хребту, вулканическое основание хребта Бауэрса, возможно, сформировалось в эоцене и накопилось в миоцене. Не ясно происхождение вулканитов или субаэральное, или субаквальное. Красный цвет многих фрагментов позволяет считать субаэральным или окисленным источником материала.

В отдельном разделе описания керна скважин рейса 323 (Kawabata, Sato, Tatsumi, Scholl et. al) приводятся сведения о вулканических породах основания, вскрытых скважинами U1342A и U1342D на хребте Бауэрса. На плато Улм, вблизи восточного окончания осевой части хребта, 42 метра литифицированных вулканических пород, было вскрыто бурением.

Пачка I – миндалекаменные андезитовые лавовые потоки; андезиты содержат фенокристы магнетита, ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза и основную массу с интерсептальной структурой, и эллипсоидальные миндалины до 7 мм длиной.

Пачка II – неслоистые вулканические песчаники и полимиктовые вулканические конгломераты; вулканические обломки в конгломератах и гравийных песчаниках – угловатые и субугловатые обломки базальтов и андезитов. Песчаники и матрикс конгломератов состоят из базальтовых и андезитовых фрагментов. Биогенный материал отсутствует. Слоистость падает под углом 5-10 град. Пачка имеет мощность до 8 м.

Пачка III – мономиктовые вулканические конгломераты; обломки в конгломератах – афировый базальт; обломки размером около 1,5 см, минимальная мощность пачки – 6,5 м. Присутствие радиальных трещин в крупных базальтовых обломках – свидетельство, возможного, гидрокластического их формирования.

Пачка IV – переслаивающиеся вулканические песчаники и полимиктовые вулканические конгломераты; песчаники и матрикс полимиктовых конгломератов сложены различными типами вулканических фрагментов. Отличительная особенность этой пачки – большое количество красного песка; обломки и матрикс – темно красные и красновато-серые. Обломки в конгломератах угловатые и субугловатые: базальты и андезиты. Пачка характеризуется присутствием разломов и оползневых структур. Резкий контакт с пачкой 5.

Пачка V – мономиктовые вулканические конгломераты; конгломераты – обломки миндалекаменных базальтов размером в среднем 1 см до 7 см. Базальты вмещают фенокристаллы, совершенно измененного оливина, клинопироксена. Мощность 1 м. Пачка VI – полимиктовые вулканические конгломераты – обломки андезитов и базальтов, миндалекаменные. Минимальная мощность 18 м.

Таким образом, здесь на хребте Баурса, вскрыто основание вулканическое и вулканокластическое; выясняется время заложения этой структуры – эоцен-миоцен, в общем, типичное для ряда структур Алеутской дуги и это время можно, с учетом сведений по бурению, считать временем формирования дуги. Остается неясным время формирования структур дуги – время и природа их заложения, но формирование осадочного и вулканического покрова этих структур в целом – эоцен – в хребте и миоцен – более позднее – в сопредельных структурах.

Марианская и Идзу-Бонинская островные дуги.

Применительно к этим островным дугам, вначале рассмотрим материалы бурения рейсов 59 и 60, которые представляют собой трансекты, состоящие из скважин, расположенных в крест простираения Марианской островодужной системы.

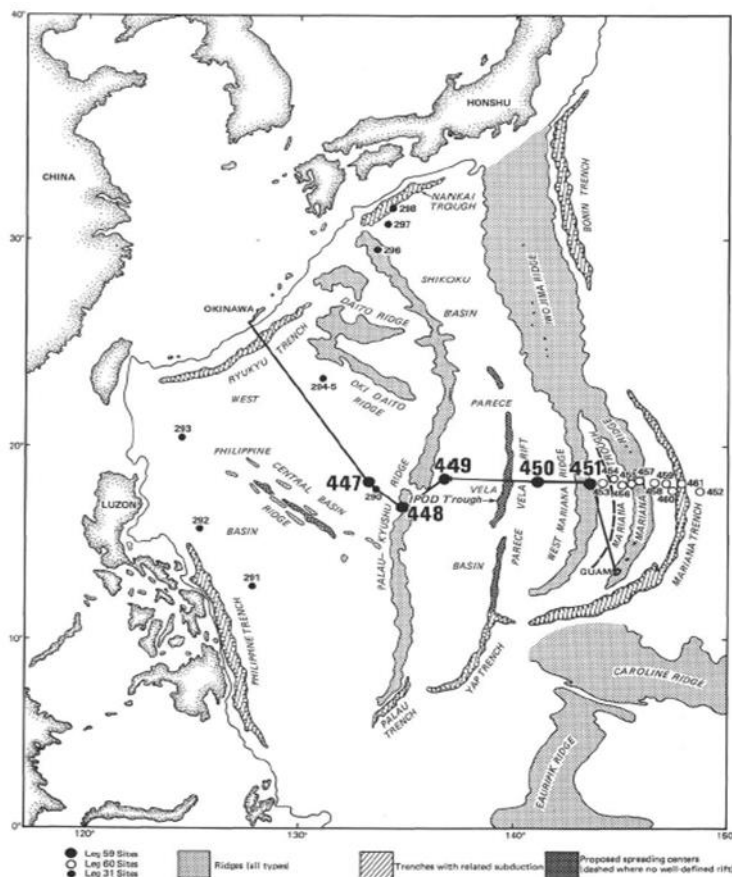


Рис. 1. 418. Карта размещения скважин рейса 59.

В состав трансекта рейса 59 входят – с запада на восток - Западно-Филиппинский бассейн (скв. 447), далее хребет Кюсю Палау (скв. 448), западная окраина бассейна Паресе-Вела (скв. 449), восточная окраина того же бассейна (скв. 450), восточная часть Западно-Марианского хребта (скв. 451). Продолжение этого трансекта проведено в рейсе 60 – в западной части Тихого океана, системы Марианского желоба.

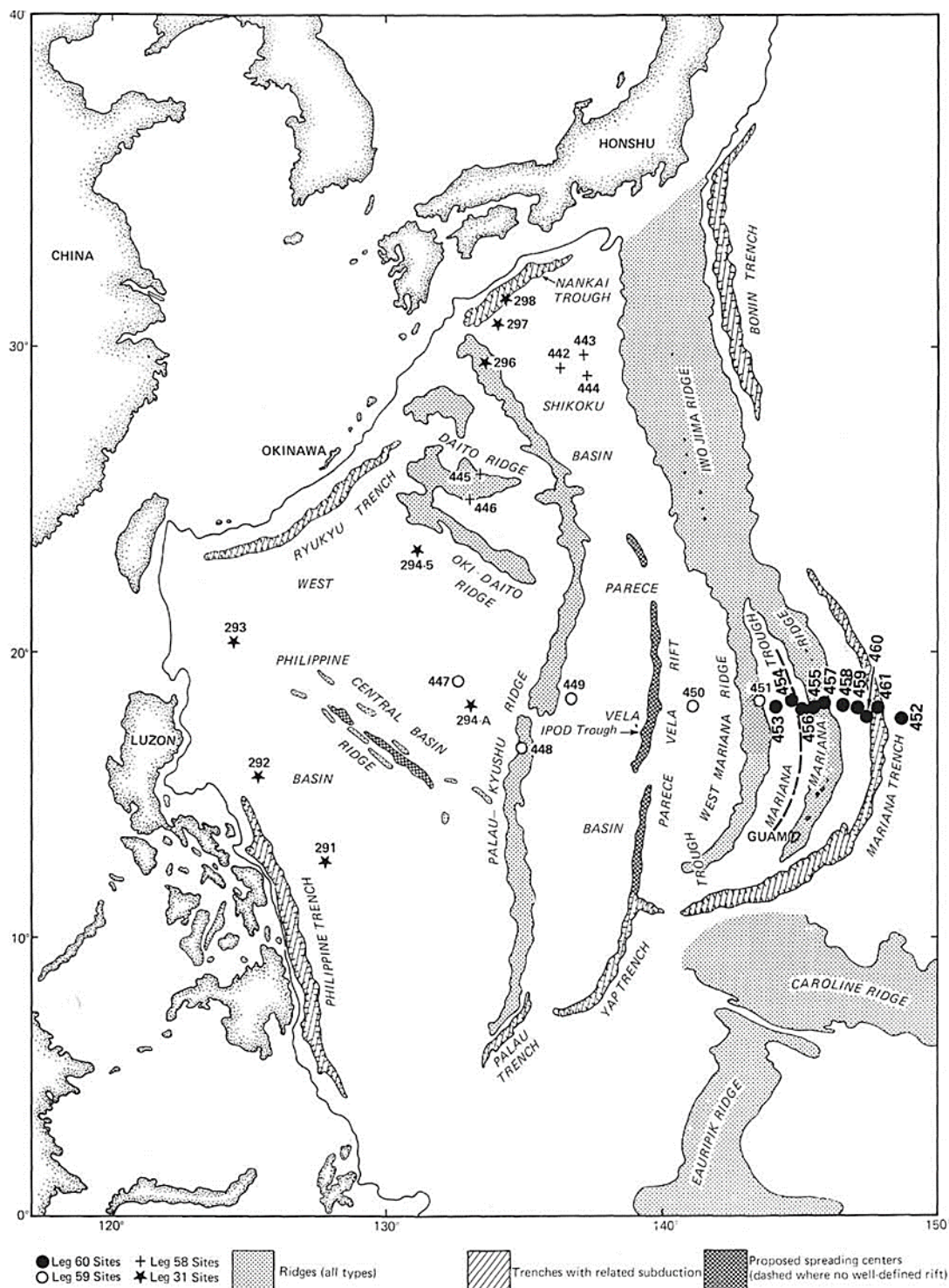


Рис. 1. 419. Схема расположения скважин рейсов 31, 58, 59 и 60. Условные обозначения: слева направо: хребты (все типы), желоба в связи с субдукцией, предполагаемые спрединговые центры (заштриховано там, где недостаточно хорошо определены рифты).

Далее к востоку от скв. 451 рейса 59 располагается скв. 452 в северной части Марианского бассейна. Скважина 453 расположена в осадочном бассейне, длиной около 20 км и шириной 3-4 км, в 10 км восточнее восточного края Западно-Марианского хребта. **Скв. 454** расположена в небольшом осадочном бассейне, в мелководной центральной части Марианского трога. В скважине предполагалась наиболее молодая кора западной задуговой части. **Скв. 455**. Глубина 3465 м. Проходка 104 м. Основание: ранний плейстоцен – витрический песок

и аргиллит. Скважина расположена на расстоянии 54 км восточнее предполагаемого Марианского трога, вблизи батиметрического поднятия, воздымающегося над шлейфом вулканогенных осадков от активной Марианской вулканической дуги. **Скв. 456** – восточная сторона Марианского трога. Скважина размещена в небольшом осадочном бассейне на локальном батиметрическом поднятии. **Скв. 458**. Глубина – 3453 м; проходка – 465,5 м. «Преддуговой бассейн» Марианской дуги в 85 км западнее оси Марианского трога и в 130 км к востоку от активных вулканических островов. Скважина первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461, располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога. Задача бурения – определить историю осадконакопления и природу образования основания Марианского преддугового региона.

В пределах Филиппинского моря сосуществуют два типичных тектонических, геоморфологических объекта – хребты и разделяющие их бассейны. Причем, оба этих объекта, по данным сейсмического профилирования, обладают особенностями, присущими абиссальным впадинам и флангам срединно океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов. В этих структурах сочетаются, на сейсмических профилях, линейные хребты и разделяющие их бассейны. Но, в отличие от Атлантического и Индийского океанов, здесь заполнение бассейнов не представлено карбонатными неритовыми отложениями с обломками выветрелых базальтов, карбонатных брекчий в основании. Здесь, в Тихом океане, осадки представлены обломочными потоками – шлейфами от сопредельных хребтов, которые рассмотрим далее.

Типичным примером строения разреза бассейна является **скв. 447**. Глубина – 6022 м. Скважина размещена в восточной части Западно-Филиппинского бассейна между хребтом Центрального бассейна и хребтом Палау Кюсю. Вторая скважина 447А была пробурена здесь же, проходка 296,5 м; верхние 113 м – осадки; нижние 182,5 м – афировые и порфиновые толеитовые базальты. Скважина была задана для определения природы и возраста основания Западно-Филиппинского бассейна. Скв. 447 является осадочным шлейфом запада хребта Кюсю-Палау; туфы нижних 47 м средне олигоценовые формировались из этого источника.

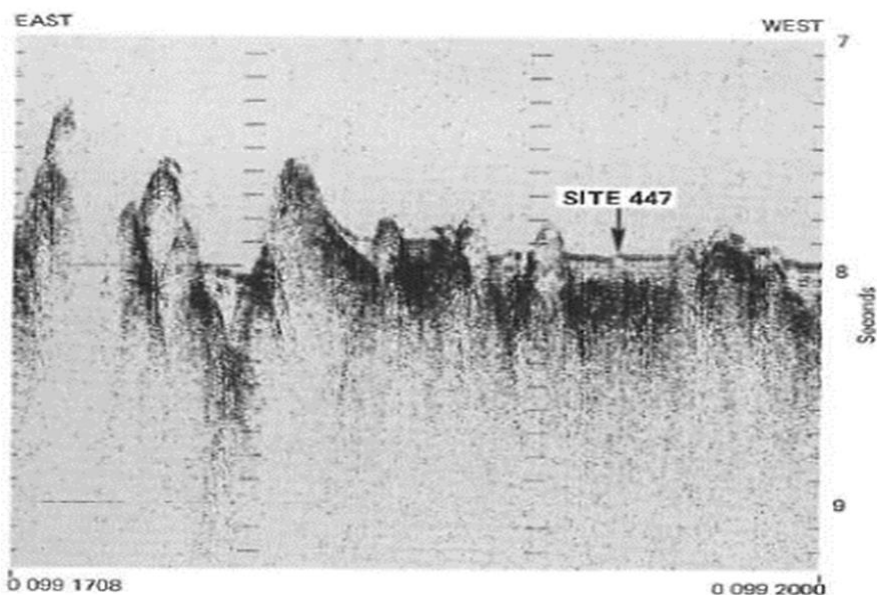


Рис. 1. 420. Сейсмический профиль района заложения скв. 447.

Выше базальтового основания залегает 113 м – нижнемиоценовых – до среднеолигоценовых – осадочных и вулканокластических пород, разделенных на 6 пачек.

Пачка 1 (интервал 0 – 37,5 м) – нижний миоцен – коричневые пелагические глины, которые, вниз по разрезу, меняют окраску от темно - до красно-коричневой. Обнаружены зубы рыб.

Пачка 2 (интервал 37,5-47,0 м) – верхи среднего и низы верхнего олигоцена – известковистый, пелагический ил, темно-желто-коричневый до светло-желто-коричневого внизу, за счет примеси аморфных гидроокислов железа. Базальные 3 м пачки содержат темные микронодули, собранные в пятна, и до 40% аморфных гидроокислов Fe.

Пачка 3 (интервал 47,0-85,0 м) – средний олигоцен.

3а – верхние 19 м - полимиктовые конгломераты оливково- и светло-желто-коричневые. Матрикс и обломки – полулитифицированная глина, обломки пемзы, глубоко выветрелых базальтов. Размер округлых обломков от 0,2 до 2 см. В нижней части увеличиваются литификация и размер обломков до 10 см.

3в – нижние 19 м – полимиктовая брекчия – серого цвета; размер обломков от 0,1 до 5,5 см. Матрикс – глина; доминируют округлые обломки аргиллитов; обломки вулканитов – субугловатые.

Пачка 4 (интервал 85,0-87,1 м) – измененный туф разных оттенков окраски – серых, коричневых; слоистость – 8-40 см. В породе смектит, филлипсит и калиевый полевой шпат.

Пачка 5 (интервал 87,1-113,0 м) – средний олигоцен.

5а – 12,5 м – серо-зеленая вулканическая брекчия с прослоями туфов - вверху; в средней части – желтовато-коричневый туф; внизу – светло-желтая вулканическая брекчия. Свежие и выветрелые обломки базальтов.

5в – 4,4 м туфа – песчаные - вверху, и грубозернисто-песчаные – внизу. Обломки субугловатые, размером до 7 см. Обломки: выветрелые красно-коричневые базальты (40-75%), вулканическое стекло и пемза (25-60%), миндалекаменные базальты. Цемент – глина и фрагменты стекла.

5с – 9 метров – светло-желто-коричневая вулканическая брекчия, содержащая обломки миндалекаменных базальтов, в основном, выветрелое вулканическое стекло красновато-коричневое. Обломки угловаты, размером до 1 см, хотя некоторые больше чем диаметр зерна (больше 6,6 см). Пачка 5 непосредственно залегает на базальтах; верхние 10 см содержат обломки базальтов; следующие 7 см (базальный конгломерат 5с) и базальты основания.

Базальты основания (интервал 113-183,5 м) – толеитовые потоки и пиллоу-лавы. Около 28 м средне-олигоценовых вулканокластических брекчий и туфов перекрывают базальтовое основание. На основании макроскопического изучения базальты разделены на 6 пачек. Нижние по разрезу базальты (субпачка 11f) содержат ксенолиты анортозитовых кумулятов, ксенокристаллы резорбированного плагиоклаза и шпинели, равновесные с расплавом. Ксенокристаллы (0,5-2 см) исключительно хорошо округлы – результат магматической коррозии. Имеются также крупные включения (0,5-3 мм) коричневой хромовой шпинели, предположительно, габбрового происхождения. Изолированные ксенокристы шпинели сильно неравновесны с вмещающим базальтом - интенсивно корродированы. Небольшие ксенокристы (0,5 мм) мелкозернистых анортозитовых кумулятов, возможно, часть габбровой магматической камеры. Большинство базальтов скв. 447 испытали интенсивные низкотемпературные изменения. Очень редко встречается свежий оливин, который, так же, как и стекло, замещен ржаво-коричневым агрегатом смектита и гидроокислов железа. Нацело изменены массивные миндалекаменные базальты в зонах трещиноватости. Базальты пиллоу-лав изменены значительно меньше массивных базальтов. Отмечено отсутствие высокотемпературных изменений в базальтах (хлорит, эпидот, актинолит) – проявлены только низкотемпературные изменения. Базальты химически и минералогически не отличимы от базальтов СОХ – толеитовых базальтов. Выделяются: афировые до оливин-шпинель порфирировых (пачка 9); плагиоклаз - порфирировые (пачки 6, 7); плагиоклаз-оливин-шпинель – порфирировые (пачка 11); плагиоклаз-клинопироксен-оливин-порфирировые (пачка 8); оливин-плагиоклаз-клинопироксен-порфирировые (пачка 10). Здесь следует отметить, что состав базальтов близкий к толеитам СОХ и наличие в них глубинных ксенолитов, скорее всего, представленных фрагментами габбро под базальтового третьего слоя коры океанов.

Вблизи скважины 447 на западе Филиппинского бассейна в 100 км к западу от хр. Кюсю-Палау, расположена **скв. 1201**. Глубина 5711 м. Скважиной вскрыто: 510 м – миоцен-поздний эоцен – осадки и 90 м базальтов. Осадки представлены двумя пачками. Верхняя пачка (0-53 м) – ранний плиоцен-поздний олигоцен – мягкие пелагические глины, кремни, прослой песчаников и аргиллитов, содержащих повышенное количество красной глины. Нижняя пачка (интервал 53-510 м) – турбидиты с вулканокластическим материалом. Состав их меняется от грубозернистых песчаников и брекчии до аргиллитов. Прослой турбидитов имеют мощность от десятков метров до нескольких миллиметров, с тенденцией убывания их мощности вниз по разрезу.

Базальные отложения (20-30 м) представлены переслаивающимися турбидитами и красноватыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами. Одной из характерных особенностей турбидитов является их цвет: темно-коричневый и темно-зеленовато-серый в верхних 240 м пачки, где вулканокластический материал свежий. Турбидиты в интервале 53-462 м имеют возраст – поздний эоцен-ранний олигоцен. Нижележащие 25 м – красных аргиллитов – поздний олигоцен-поздний эоцен. Граница – резкое изменение цвета от коричневого на зеленый – может быть связана с тем, что вместо глин появляется переработанный обломочный материал вулканических пород. Пачка до базального прослоя мощностью 2,5 м – вулканокластические песчаники, алевролиты и брекчии. Базальная пачка – красные алевролиты. Основание (2,5 м) красно-коричневые аргиллиты. Такие же прослой присутствуют внутри базальтового основания. В базальном прослое обломки мелководных известняков с бриоза и известковистыми водорослями, обломки миндалекаменных вулканитов и вулканического стекла, порфиоров, дацитов. Имеются свидетельства субаквального и субаэрального вулканизма.

Наиболее древние осадки – верхний эоцен. 47 м – интервал отложений, перекрывающих основание – не датирован. Пробурено 90 м базальтового основания. Базальты интенсивно выветрелые, особенно в контакте с перекрывающими вышележащими породами. Гиалокластиты палагонитизированные, превращены в смектит. Базальтовое основание скв. 1201 – 94 м (32% керна) – базальты миндалекаменные с обохренными трещинами, пиллоу-структурами с закаленной поверхностью. В промежутках между потоками залегают обломочные, биокластические породы. В других скважинах лавовые потоки без закаливания (не пиллоу-лавы); лавовые брекчии, цементированные коричневым осадочным материалом. Лавы сильно изменены, особо в контакте с перекрывающими осадками, степень изменения уменьшается с глубиной; цвет измененных пород красновато-серый. Жилы и многочисленные миндалины заполнены гидроокислами железа, глиной, карбонатом.

Скв. 448 заложена на западной окраине хребта Кюсю Палау. Глубина 3483 м. Строение разреза в периферической части хребта отчетливо отличается от разреза Западно-Филиппинского бассейна. Здесь, в разрезе скв. 448, верхняя часть сложена пелагическими нанофоссильными илами и далее вниз по разрезу – (средний - поздний олигоцен) сочетаются отложения нанофоссильного мела и витрических туфов. Грубые обломки. В основании – выветрелые базальты и пемза. Ниже пачки 5 вскрыты от 17 до 20 пачек базальтовых потоков, чередующихся с 20 пачками вулканокластических осадков и 7-10 дайками и силлами. Базальты представлены от афировых до плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновых-пижонит-оливин порфирированных. Два из них содержат автолитические брекчии. Вулканокластические осадки варьируют от темно до желто-коричневых, пелагические глины с марганцевыми нодулями на поверхности. Вулканокластические осадки варьируют от грубозернистых, не сортированных, не ориентированных брекчий через туфовые брекчии, туфы и мелкозернистые туфы желто-коричневых и темно-зеленых цветов. Обломки в брекчиях преобладают толеитовые базальты, но редки андезитовые экструзивные и диоритовые интрузивные обломки. Три брекчии, соприкасающиеся с дайками, гидротермально изменены в условиях средних температур и содержат рассеянный пирит и халькопирит (?), и самородную медь. Слои залегают наклонно под углами от 15 до 45 град. Хотя вулканическая последовательность

скв. 448А на хр. Палау Кюсю большей частью толеитовая, но отличается от типичной океанической коры присутствием пемзовых и пепловых обломков в туфах и вулканокластических брекчиях. Типичный эксплозионный вулканизм (даже мелководный фреатический или субаэральный), высокая миндалекаменность экструзивных единиц, широкое распространение в фенокристах и в основной массе гиперстена, присутствие пижонита, и обломки андезита (?) и роговообманкового диорита в вулканокластической брекчии – все это указывает на островодужные толеитовые особенности хребта Палау Кюсю и указывает на то, что хребет являлся остаточной дугой в середине олигоцена.

Здесь вполне уместно отметить, что близко расположенные скважины в бассейне, вблизи хребта и в самом хребте, показывают практически синхронное развитие, но отчетливо различаются литогеодинимическими особенностями. В бассейне формируются обломочные гравитационные потоки, материал которых сносится с хребта. В то же время, в самом хребте формируются пелагические илы, карбонатные неритовые отложения с обломками базальтов в основании, и сами базальты, подвергшиеся выветриванию, отличаются от толеитовых базальтов бассейна, и представлены андезибазальтами, а сам вулканизм происходил в мелководных или субаэральных фреатических условиях.

Подобные же взаимоотношения, по данным бурения, выявлены в скв. 450, расположенной в пределах восточной окраины бассейна Паресе-Вела.

Скв. 451 расположена в восточной части Западного Марианского хребта и пробурена на глубину 930,5 м. В основании разреза скв. 451 древнейшие осадочные отложения (верхний миоцен) – туфы, вулканокластические брекчии и конгломераты.

Скв. 450, проходка 340 м. Верхние 330 м сложены пелагическими глинами, витрическими туфами. Базальные 7 м – базальты. Осадочный разрез – (плейстоцен - средний миоцен) – разделен на две пачки - верхняя – пелагические глины и нижняя – туфы. Эти две пачки могут быть разделены на субпачки.

Пачка 1 – (плейстоцен - средний миоцен) – пелагические глины.

Пачка 2 – (средний миоцен) – со средним количеством витрических туфов и редкими туфовыми вулканокластическими конгломератами. Доминирующая часть разреза – субпачка 2а – 241,0 м – (средний миоцен) – темно-серые витрические туфы, в некоторых местах нанофоссилоносные, витрические туфы и редкие вулканокластические конгломераты. Стекло изменено – замещено минералами глин. Витрические туфы составляют до 94% субпачки 2а. Туфогенные витрические конгломераты средней мощностью до 3. 4 м составляют 1. 5 мощности субпачки 2а. Туфы демонстрируют примечательное разнообразие осадочных структур – параллельная и косая слоистость, нормальная и обратная градационная слоистость, разломы и трещины.

Показательные различия в составе разреза скв. 451 – (верхний миоцен) – вулканокластические осадки, витрические и витрическо-литические туфы, брекчии и конгломераты, и фрагменты мелководных раковин, фрагменты лигнита. Базальтовые обломки в брекчии высокоминдалекаменные, присутствуют обломки андезитов; вулканические породы сильно изменены, замещены гидрооксидами железа и минералами глин. Обломки крупных фораминифер и кораллов – верхний миоцен. Обломки нередко высокоокруглые и предполагается, что их переотложение могло происходить в субаэральных условиях. Базальтовые обломки в брекчиях миндалекаменные, и пирокластик в осадках – свидетельство эксплозивного вулканизма, ассоциирующего с островными дугами. Андезитовые булыжники и валуны содержат плагиоклаз, два пироксена. Базальтовые булыжники брекчированные с поверхности лавовых потоков, обнаружены в последних ядрах. Фрагменты лигнита в туфах представлены многочисленными изолированными линзами, часто около 1 см в диаметре. Считается, что они не образованы на месте, а переотложены из наземных построек, расположенных вблизи.

Таким образом, здесь в скважинах, ассоциированных структурах бассейн – хребет, в бассейне в миоцене формируются, чередующиеся пелагические и обломочные слои и туфы. В то же время (миоцен), в хребте формирование обломочных пород происходило в субэральных условиях, что подтверждается присутствием в разрезе фрагментов лигнита. Можно предположить, что в пределах линейных хребтов, в миоцене существовали в виде цепочек вулканических островов, возможно, подобно другим асейсмичным хребтам не только Тихого океана, но и Индийского океана (хребет Найнтист).

Трансект, начатый в рейсе 59, был продолжен в рейсе 60. Западная часть Тихого океана, система Марианского желоба изучалась в серии скважин 453-461, которые как и в предыдущем рейсе, располагались в хребтах и разделяющих их бассейнах.

Наиболее типичен разрез скважин 453-456, расположенных в крест простирания Марианского трога. Разрезы скважин отличаются по составу слагающих их пород, но возраст отложений, вскрытых скважинами, практически одинаков – плейстоцен- плиоцен. Также одинаково и строение этих частей трога. Ниже представлены сейсмические профили районов пересечения трога.

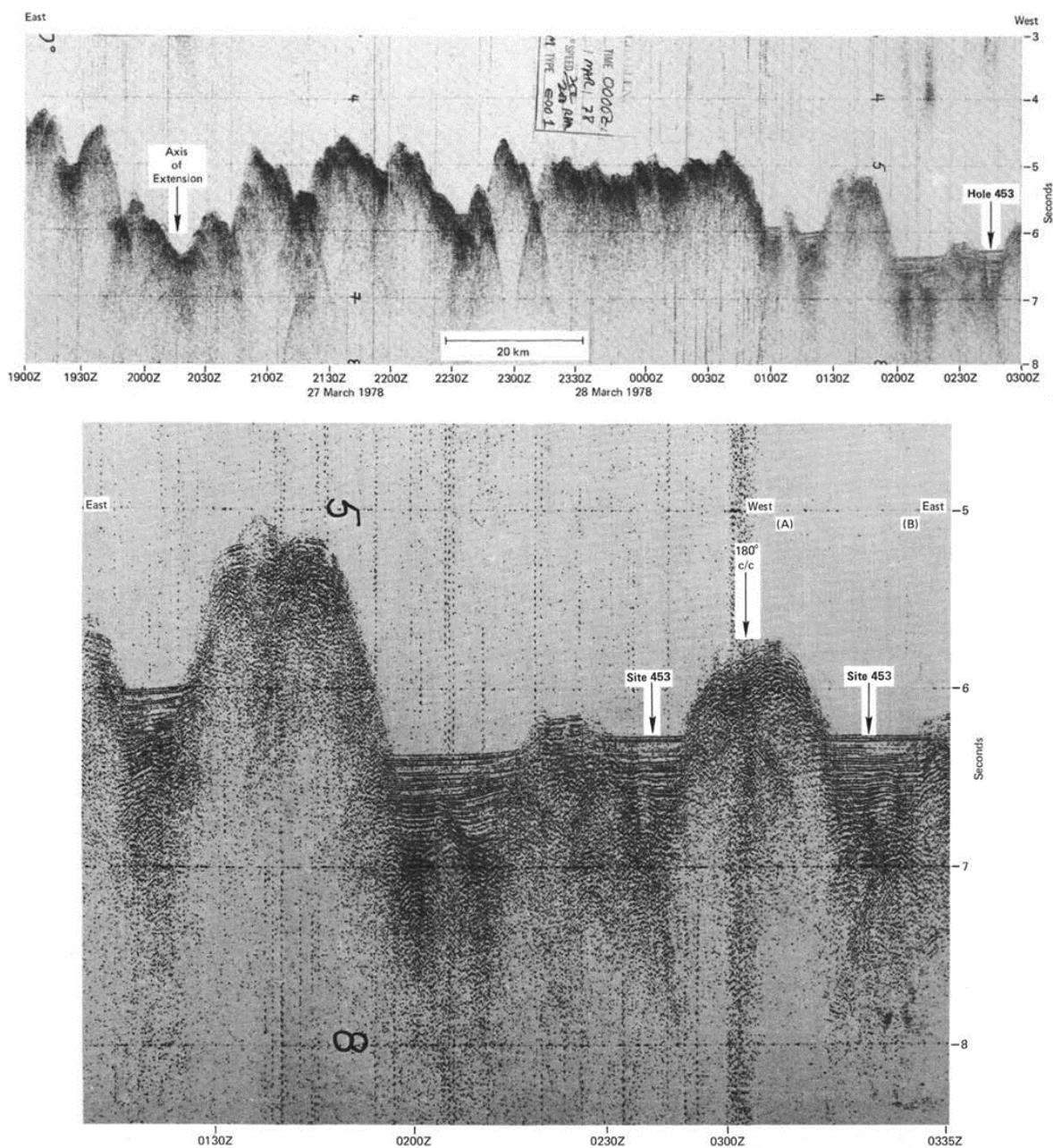


Рис. 1. 421. Сейсмические профили района заложения скв. 453.

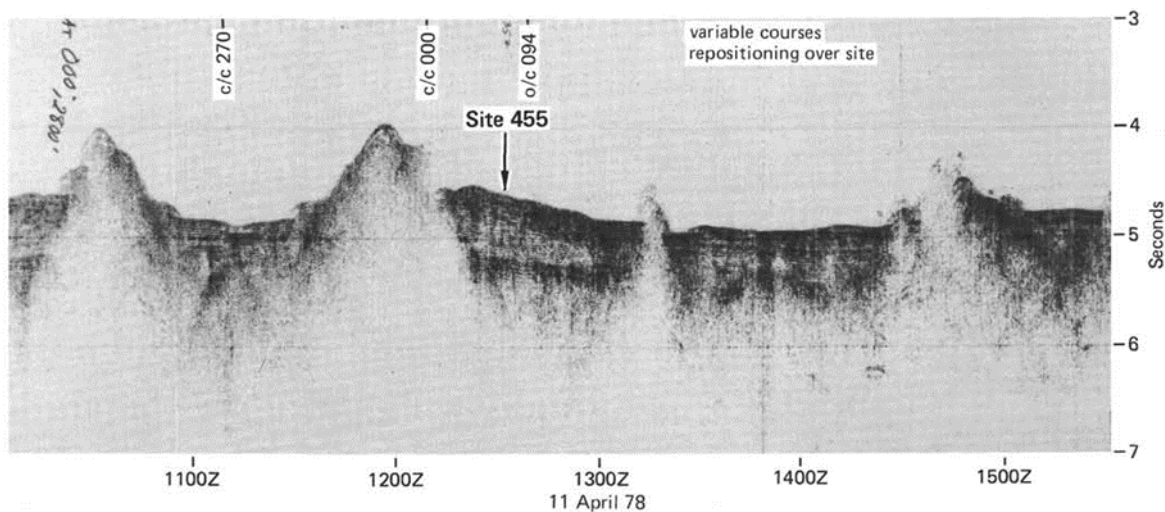


Рис. 1. 422. Сейсмический профиль района заложения скв. 455.

Из приведенных сейсмических профилей следует, что их строение соответствует, ранее рассмотренному Западно-Филиппинскому бассейну и, как уже отмечалось, сходно со строением, по данным сейсмического профилирования, абиссальных равнин и флангов СОХ Атлантического и Индийского океанов, но, здесь, в отличие от них фиксируются отчетливо различия в составе и строении разреза, в каждой их пробуренных скважин.

Наиболее полно вскрыт разрез **скв. 453**. Скважина расположена в осадочном бассейне длиной около 20 км и шириной 3-4 км, в 10 км восточнее восточного края Западно-Марианского хребта. Осадки содержат 455,5 м ила и песка, сложенного преимущественно обломками вулканитов. Древнейшие фоссилии – ранний плейстоцен. Ниже располагается 85,5 м грубозернистой, плохо отсортированной брекчии, содержащей угловатые обломки габбро размером до 0,5 м. Базальты, перекрываются 28,5 м полимиктовой брекчией, содержащей преимущественно обломки вулканитов. Еще ниже располагаются рассланцованные метаизверженные породы, включающие 1,5 м слой высоко рассланцованных серпентинизированных норитовых габбро. Обломки всех пород цементируются матриком кварца, кальцита, карбоната, гидроокислов железа. Красный цвет цемента – результат присутствия окислов железа и окисленной мафической силикатной фазы. Цемент нижней части полимиктовых брекчий (керна 57) – типичный серо-красный, как и в верхней брекчии. Отмечается также, что окисленный цемент верхних частей брекчий (полимиктовых) ниже сменяется зоной зеленого (не окисленного глинистого) матрикса.

В разрезе **скважины 455** выделены три пачки. Отложения в разрезе представляют собой шлейф вулканогенного материала из активной вулканической дуги, и содержит запись процесса вулканической активности.

Пачка 1 – (интервал 0-22 м) – поздний плейстоцен – желто-коричневый вулканический ил с прослоями пепловых песков. В илах нанофоссилии и фораминиферы. Обрывки вулканических стекол изменены - палево-коричневые.

Пачка 2 – (интервал 22-95 м) – ранний-поздний плейстоцен – вулканический песок и гравий с прослоями илов; песок и гравий средне отсортированный. Количество зерен пемзы возрастает в верхней части разреза. Обломки миндалекаменного стекла и пемзы коричневые.

Пачка 3 – (104 м до основания) – ранний плейстоцен – нижние фрагменты, представлены слоистыми туфами и витрическими аргиллитами с прослоями витрического мела. Таким образом, в разрезе Марианского трога, вскрыта бурением серия прогибов – бассейнов и разделяющих их хребтов. Заполнение трога – преимущественно обломочное, основание вулканическое базальтовое. Возраст значительно моложе плейстоцен-плейстоцен – по сравнению с Западно-Филиппинским бассейном – эоцен-олигоцен.

Далее к востоку расположен «преддуговой бассейн» Марианской дуги в 85 км западнее оси Марианского трога, и в 130 км к востоку от активных вулканических островов.

Скв. 458 первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461, располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога. Общее проникновение – 465,5 м; верхние 256,5 м – в основном кремнистые нанофоссильно фораминиферовые илы и витрический ил – (интервал 0-95 м); нанофоссильный мел – (интервал 95-247 м) и полосчатые градационные витрические аргиллиты и песчаники – (интервал 247-256,5 м). Древнейшие осадки – ранний олигоцен. Осадконакопление прерывалось одним главным (4 млн лет) несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене. Основание: подушечные и массивные вулканические потоки. Верхний тип – (интервал 256-380 м) – афировые двупироксеновые высокомагнезиальные андезиты. Эти лавы включают стекловатые породы бонинитовой серии с магнезиальным ортопироксеном, бронзитом, клинопироксеном и без плагиоклазовые. Нижний тип (интервал 380-465,5 м) - высокотрещиноватые и измененные авгит - плагиоклазовые базальты. Древнейшие осадочные породы: мел, кремнистый мел; алевро-аргиллиты, прослой пепловых туфов – средний миоцен – нижний олигоцен. Основание: базальт.

Выше бронзитовых андезитов и базальтов пробурено 256 м осадков. Седиментация прерывалась одним главным несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене и тремя менее значимыми несогласиями.

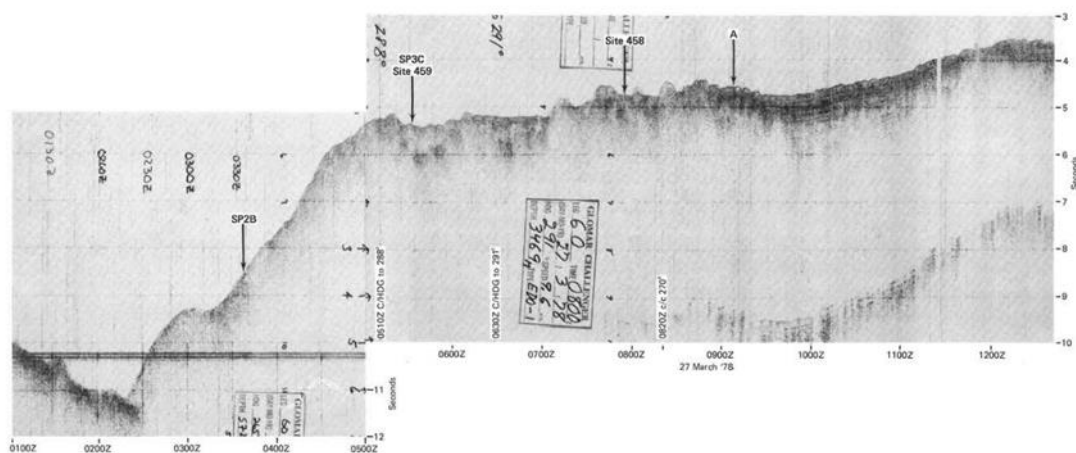


Рис. 1. 423. Сейсмический профиль и размещение скважин 458 и 459.

Все изверженные породы **скв. 458** подвергались в различной степени низкотемпературным изменениям – смектит и филлипсит – преобладающе окислительные изменения. Интенсивность изменений возрастает к основанию разреза. Глинистые минералы присутствуют по всему разрезу; цвет измененных пород от зеленого до коричневого. Степень изменения настолько велика, что после подъема керна породы легко разрушаются ногтем.

Скв. 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна, непосредственно выше западное склона желоба. Верхние 559 м – осадков, представленные витрическими илами с прослоями пеплов – ранний-поздний плейстоцен, залегающими над мощной пачкой турбидитов позднего олигоцена и среднего миоцена, ниже которых залегают аргиллиты раннего - олигоцена- середины эоцена. Осадочная последовательность показывает, что район скв. 459 подвергался активному вертикальному перемещению в позднем олигоцене- среднем миоцене. Несогласия зафиксированы в интервалах 3,0-10,0; 13,4-14,0; 30,0-34,5, и 40,0-42 млн лет. Изверженные породы, вскрытые скважиной в интервале 559-691,5 м, представлены преимущественно, клинопироксен - плагиоклазовыми базальтами. Характерно присутствие микрографических прорастаний кварца и плагиоклаза в диабазовых пачках 3. Большинство базальтов миндалекаменные. Важная особенность базальтов – отсутствие ортопироксена.

Скв. 460 заложена в пределах небольшого осадочного бассейна, ограниченного разломами, шириной 1 км, расположенного на внутренней островодужной стенке Марианского желоба в 23 км от оси желоба. Скважина на

2200 м выше по глубине от оси желоба. Поверхность осадков слабо наклонена к западу по направлению к островной дуге. Скважины 460 и 460 А находятся на расстоянии менее чем 300 м друг от друга, но, тем не менее, имеют различную историю осадконакопления.

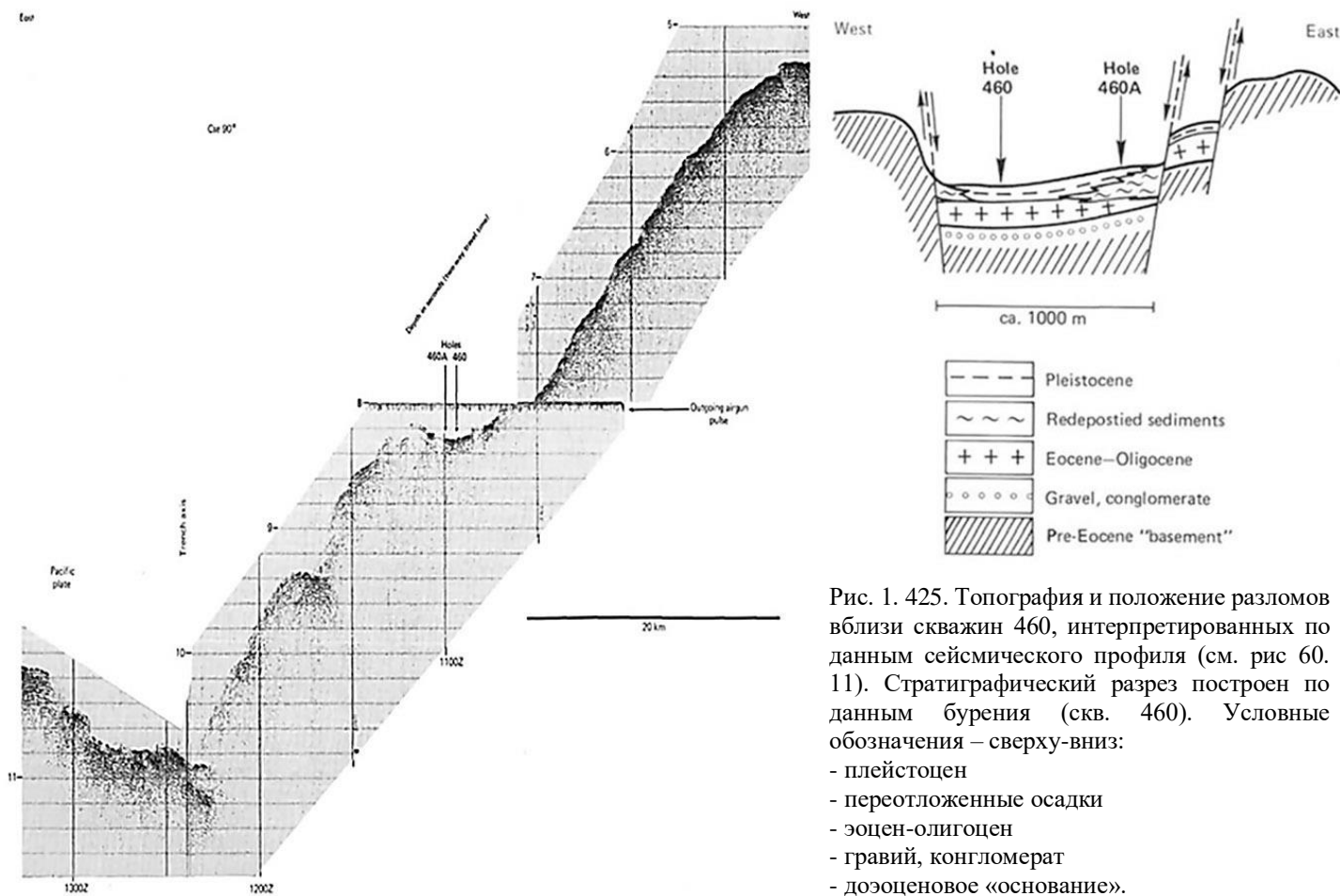


Рис. 1. 424. Сейсмический профиль района заложения скв. 460.

В разрезе скв. 460 (эоцен-олигоцен) – известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями, гравий и песок. Обломки в гравии до 2 см субокруглые. Литифицированные осадки – аргиллиты, вулканический материал. Переработанные элементы в глинистом матриксе в песке и гравии размером до 2 см субугловатые и субокруглые литифицированные осадки (аргиллиты, песчаники, фрагменты вулканических пород, измененного стекла и кристаллов). Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками (calpionellids) возраста титон-баррем. Цемент – глинистый матрикс из вулканического материала, фрагменты измененных вулканических пород, включая известняки с фауной (титон-баррем). Отложения талуса – обломочные породы скважин 460 и 460А представлены 8 типами пород.

Кристалловитрические туфы – стекловатые фрагменты, нацело превращенные в глины и красно-коричневые оксиды. Литические фрагменты 0,1-0,5 мм до 10% представлены зернами базальтов, миндалекаменных стекол, зернами гиалопилитовых плагиоклаз-пироксеновых базальтов и зернами палагонита, сломанными кристаллами плагиоклаза, пироксена и кварца. Присутствуют зубы рыб и фрагменты известняков.

Клинопироксен-порфиновые базальты, сильно измененные, сферулитовые андези-базальты ассоциируют с бонинитовой серией, но ортопироксен отсутствует. Породы миндалекаменные, изменены до глины и красно-коричневых оксидов. Плагиоклаз – клинопироксеновые порфиновые и афировые базальты. Мезостази́с замещен красно-коричневыми глиной и гидроксидами железа. Измененные гиалокластиты замещены цеолитами и глиной. Плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты – обломочная зона и зона талуса основания разреза скв. 460 –

гиалопилитовые и сферулитовые миндалекаменные базальты, измененные в глину; гидроксиды железа. Мезостазис базальтов нацело изменен. Плагноклаз, клинопироксеновый порфиновый базальт. Стекло красное, красно-коричневое, нацело замещено глиной и гидроксидными железами. Кварц-амфибол – плагноклазового метабазальта – 50-60%, амфибола 30-40 %, плагноклаза, (?) 7-10% кварца. Амфибол содержит реликты пироксена.

Анализ основных и микроэлементов представлен для 110 образцов из основания скважин рейса 60, пробуренных в трансекте через Марианский трог, дугу, преддуговой бассейн и желоб около 18° с. ш. Изверженные породы, образующие брекчии в скважине 453, на западе Марианского трога, включают в себя плутонические кумулаты и базальты с известково-щелочной специализацией. Базальты скважин 454 и 456 в Марианском трогe, имеют составы, подобные обычным MORB, и типом с известково-щелочной специализацией в пределах одной скважины. В скважине 454 базальты показывают полный композиционный переход от нормальных MORB к известково-щелочным базальтами. Эти базальты могут быть результатом смешивания двух типов магм в небольших субкоровых, магматических резервуарах, или являться результатом ассимиляции известково-щелочных дуговых туфов обычными магмами MORB во время извержения или интрузии.

Базальтовый андезитовый обломок в брекчии, в скв 457 на активной Марианской дуге и образцы, драгированные из подводной горы в Марианской дуге по составу известково-щелочные и похожи на базальты, извлеченные из Марианского трога и Западного Марианского хребта. Примитивные островодужные толеиты были извлечены из всех скважин 458-461, пробуренных в преддуговой и островодужной стенках желоба. Эти базальты образуют когерентную композиционную группу известково-щелочных лав, отличную от Западной Марианской дуги и Марианского трога, включающие, временные (и, возможно, пространственные?) химические вариации островодужных магм, извергавшихся вдоль трансекта.

Большая часть 209 метров основания, пробуренного в скважине 458, представлена диопсид - и бронзитсодержащими, высокомагнезиальными андезитами с составами, близкими к бонинитам. Эти андезиты имеют очень низкие Ti, Zr, Ti / Zr, P и редкоземельные элементы, содержание которых характерное для бонинитов, хотя они немного обеднены легкими редкоземельными элементами и имеют более низкое MgO, Cr, Ni и выше CaO и Al₂O₃, чем те, которые описаны для типичных бонинитов. Большие вариации в химии, наблюдаемые в лавах, извлеченных из скважин этого трансекта, свидетельствуют о том, что разнообразие мантийного источника и сложный петрогенетический процесс вовлечен в формировании пород.

Тектонический характер генерации океанической коры в Марианском трогe, активном, экстенциональном, задуговом бассейне, является во многом похожим на то, что происходит в срединно-океанических хребтах. Таким образом, можно было ожидать, что базальты, образованные в трогe, будут похожи на обычный базальт срединно - океанических хребтов. Базальтовые стекла Марианского трога имеют более низкое общее количество железа и TiO₂ и более высокие содержания Al₂O₃ при заданной концентрации MgO. Редкие земли стекол Марианского трога, по существу, плоские относительно хондрита. Содержания несовместимых элементов для базальтовых стекол трога выше, чем для базальтов срединно-океанических хребтов. Также содержания летучих компонентов в базальтах трога является высоким (приблизительно 1% H₂O). Эти композиционные особенности также присутствуют в базальтах из других активных окраинных бассейнов и свидетельствуют о том, что источники этих лав отличаются от источников нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Изучены РЗЭ в вулканических породах основания разрезов скв 458 и 459В в Марианском преддуговом трогe. Образцы, извлеченные из участков, представляют две петрологические и химические группы: ортопироксеновые, обедненные плагноклазом (высокомагнезиальные бронзитовые андезиты), похожие на «бонинит», которые встречаются в верхней части скв. 458, и плагноклаз-клинопироксеновые базальты типа толеитовых дуг, которые

встречаются в нижней части скв. 458 и 459В. Наименее фракционированные образцы с высоким содержанием Mg бронзитовые андезиты имеют редкоземельные элементы (РЗЭ) в пределах 2-6× хондритов, а образцы толеитов дуги имеют содержание РЗЭ в диапазоне 4-20 × хондритов. Все проанализированные образцы имеют распределения РЗЭ, которые ЛРЗЭ относительно деплетированы; высоко-магниевого бронзитовые андезиты имеют $(La / Yb) > N = 0,50-0,83$, а островодужные толеиты имеют $(La / Yb) = 0,35-0,70$. Для большего количества изученных образцов высокомагнезиальные бронзитовые андезиты относительно менее деплетированы ЛРЗЭ, чем островодужные толеиты, несмотря на более высокие содержания $MgO / (MgO + ZFeO)$, Cr и NiO. Считается, что разница в относительном распределении РЗЭ между двумя вулканическими группами отражает характеристику субстрата плавления. По сравнению с «бонинитами» из других областей, образцы скв 458 имеют сходное низкое содержание РЗЭ, но являются единственными, которые деплетированы ЛРЗЭ. Поэтому образцы скв. 458 могут представлять «конечный член» в двухстадийном процессе обогащения - истощения, который был предложен для учета переменного содержания ЛРЗЭ в этих горных породах. Низкое содержание РЗЭ, обнаруженное во многих образцах скв. 458, также подтверждает тенденцию вулканитов островной дуги иметь более низкое содержание РЗЭ, чем их содержание в MORB. Из последнего рисунка следует, что высокомагнезиальные андезиты Марианского задугового бассейна заметно отличаются от средних и содержания, и распределения РЗЭ от базальтов MORB, хотя, в обоих

случаях, заметна тенденция уменьшения количества РЗЭ. Следует отметить появление положительного европиевого максимума на ряде диаграмм.

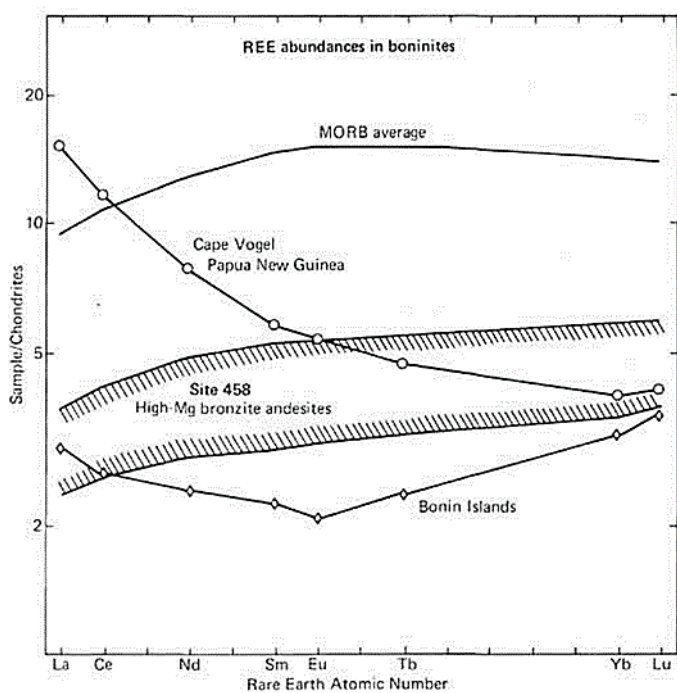


Рис. 1. 426 РЗЭ в «бонинитах» Кейп Вогель, Папуа Новая Гвинея и острова Бонин в сопоставлении с высокомагнезиальными бронзитовыми андезитами скв. 458, драгированными в Марианском желобе РЗЭ, которые близки к образцам острова Бонин.

Величины начальных $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений более низкие в базальтах скв. 447А (0,70261), даже относительно MORB. Базальты Марианской дуги (задуговые скв 458 и 459В) в среднем 0,70381 и 0,70364, отличаются большей радиогенностью, чем MORB, и это похоже на другие образцы островных дуг Циркум – Тихоокеанского региона. Образцы остаточных дуг (скв. 448 и 448А) слабо менее радиогенны 0,70356 и 0,70333, чем те же из Марианской дуги, но более радиогенны, чем MORB. $^{87}Sr/^{86}Sr$ образцов из скв 448 и 448А слабо увеличены, как породы более молодые и более дифференцированные.

Вполне определенный интерес представляют габбро, открытые в полимиктовой брекчии скв. 453. Такие габбро известны только в таких известково-щелочных ассоциациях, как

Малые Антилы, и батолит Берегового хребта южной Калифорнии, и отличаются от габбро стратиформных комплексов, офиолитов и океанической коры. В габбро полимиктовых брекчий характерно присутствие исключительно кальциевого плагиоклаза (An₉₄-97) и очень железистого оливина (Fo₇₆-77).

Другие габбро содержат биотит и амфибол и метаморфизованы в высокоградной зеленосланцевой фации. Одно необычное габбро связано со сложной субсолидусной перекристаллизацией в ассоциации с алюминиево-магнезиальной роговой обманки, анортита и зеленой герцинитовой шпинели. Габбро подвержены гидротермальным изменениям после формирования брекчий – формирование хлорита, эпидота, актинолита и пренита.

Заключая рассмотрение результатов бурения в трансекте рейсов 59-60, следует отметить устойчивые различия в составе и строении разрезов хребтов и бассейнов. В хребтах достаточно устойчиво вскрыты карбонатные фации неритовых отложений, часто непосредственно залегающие на базальтах основания. В бассейнах карбонатные отложения отсутствуют и представлены, преимущественно, вулканокластическими и терригенными отложениями, которые, по мнению авторов описания керна, являются шлейфом обломочных потоков, распространяющиеся на значительные расстояния от хребтов – источников сноса. Такого рода литолого-фациальные взаимоотношения присутствуют не только в пределах задуговой части Марианской дуги, но и рассматривались ранее при характеристике строения разрезов абиссальных впадин. Все это свидетельства взаимообусловленных процессов воздымания хребтов и синхронного погружения основания сопредельных бассейнов. Основные события и вулканизма, и осадконакопления развиваются в Марианской дуге в эоцене - миоцене и завершаются синхронным погружением в квартере – плейстоцен-голоцене – перекрытием осадочных обломочных и вулканомиктовых отложения пелагическими илами.

В связи с событиями в пределах хребтов и бассейнов Марианской дуги весьма показательны сведения о составе и строении разреза вне дуги, в пределах Западно-Тихоокеанской абиссали. Здесь, в том же рейсе 60, пробурена скважина 452. Глубина 5858 м, проходка 28 м. Скважина расположена в северной части Марианского бассейна. Сейсмический профиль района заложения скважины заметно отличается от глубоководных скважин Западно-Марианского задугового бассейна. Здесь, так же, как и в других абиссалиях, расположенных к востоку от ОД, осадки залегают в виде непрерывного покрова, а не в виде бассейнов и хребтов, как в задуговых бассейнах. Строение разреза здесь принципиально отлично от строения кайнозойских разрезов задуговых бассейнов.

Пачка 1 – (интервал 0-25 м) – миоцен-квартер – пелагические глины – коричневые в верхней части и желтовато – коричневые – в нижней части пачки. Присутствует вулканическое стекло, прослой песков – 4-5 см с большим разнообразием обломков пород: вулканическое стекло, кремни, марганцевые нодулы, кварц, полевой шпат и цеолиты.

Пачка 2 – (интервал 25-46,5 м) – кампан – радиоляриевые илы и кремни, вскрыты только фрагменты этих пород.

Ихтиолиты присутствуют в разрезе скв. 452, датируются средним миоценом или моложе с удревнением до меловых форм в нижней части разреза. Отмечено, что присутствие песков в пелагических глинах не необычно, и их появление может быть связано с мезозойскими породами, обнажавшимися вблизи скважины. В скв. 58 в пелагических осадках от плейстоцена до раннего миоцена, в таких песках мелководные обломки рассеяны в иловом материале. В большинстве мест северо-запада Тихого океана фиксируется несогласие между пелагическими осадками с прослоями песков плейстоцена, миоцена и олигоцена и подстилающими их отложениями мела. Из разреза выпадают отложения палеоцена.

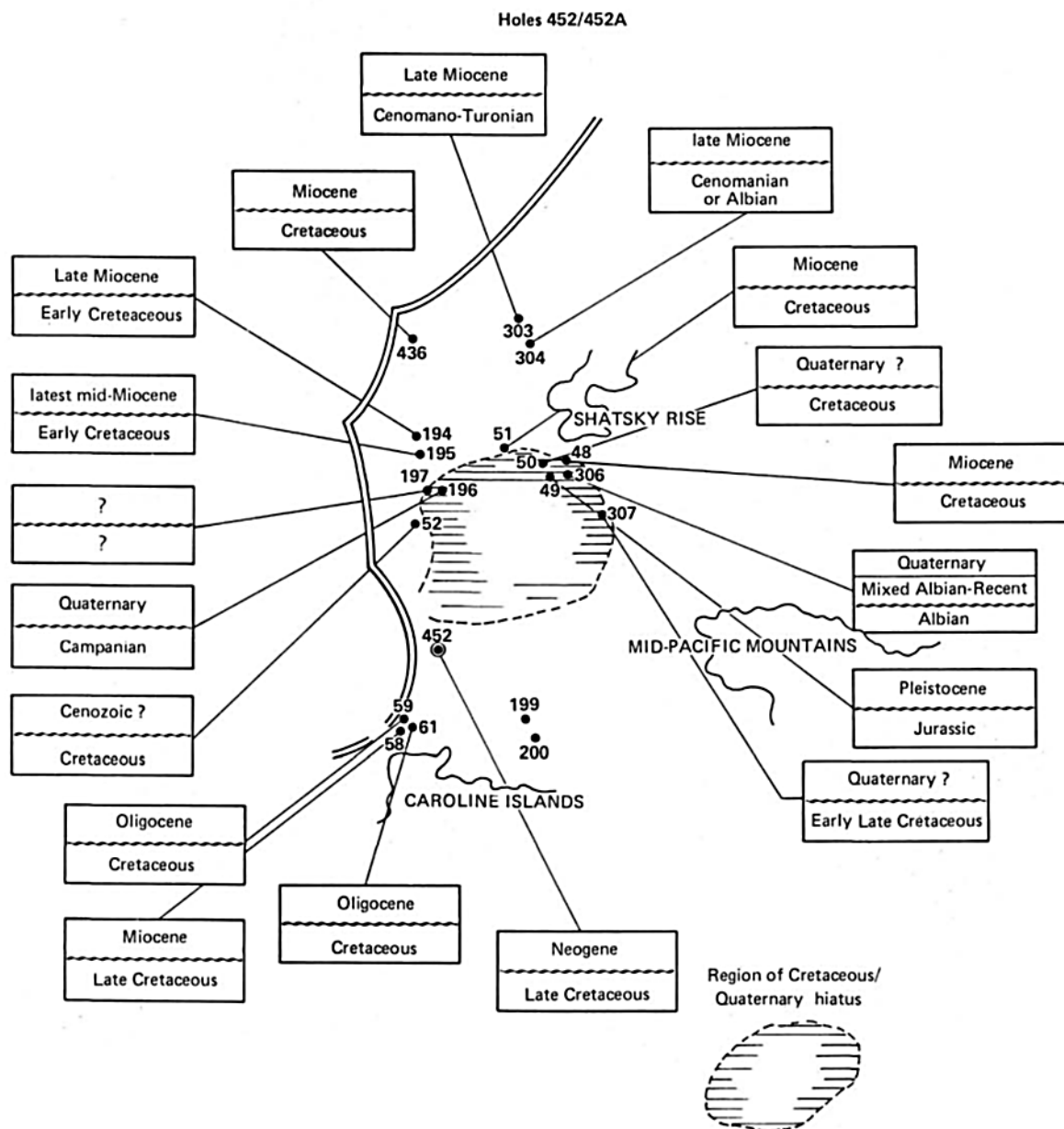


Рис. 1. 427. Стратиграфические взаимоотношения в скважинах программы DSDP в северо-западной части Тихого океана.

Приведенные данные, свидетельствуют о заметных различиях в истории развития абиссали, граничащей с ОД и развития самой ОД. Хотя, как уже отмечалось, в преддуговом бассейне ОД, в скв. 460 в составе обломочного материала присутствуют известняки с фауной титона-берриаса, что может свидетельствовать о том, что в пределах хребтов ОД могли существовать осадочные бассейны – до кайнозойские.

Важная, для понимания сущности геодинамики, особенность строения разрезов рейсов 59-60, заключается в том, что устанавливаются результаты бурения различия в строении разрезов сопредельных хребтов и бассейнов – пары скв. 447-448 и 450-451 – в последнем примере – бассейна Паресе-Вела и Западно-Марианский хребет. В обоих случаях в бассейнах разрез, существенно сложенный гравитационными обломочными потоками, а вулканическое основание представлено толеитовыми базальтами. В обоих хребтах в основании разреза присутствуют карбонатные мелководные фации осадков, а вулканическое основание представлено преобладающими андезитами, в том числе дупироксеновыми андезитами. Это позволяет считать, что основание у этих соседствующих структур не одинаковое и появление андезитов в разрезе хребтов, возможно, свидетельство

присутствия в их основании фрагментов континентальной коры. Это в свою очередь, может определять относительно устойчивую тенденцию к воздыманию и соответственно погружению и заполнению осадками сопредельных бассейнов. Важно, также, ассоциировать перерыв в осадконакоплении в хребтах в промежуток времени – миоцен-олигоцен с режимом активного накопления осадков гравитационными обломочными образованиями – дебритами в сопредельных с хребтами бассейнах. Все это свидетельства возможного влияния на режимы осадконакопления и на сам процесс формирования и перемещения осадков в шлейфы с дифференциальными вертикальными перемещениями, соседствующих хребтов и бассейнов.

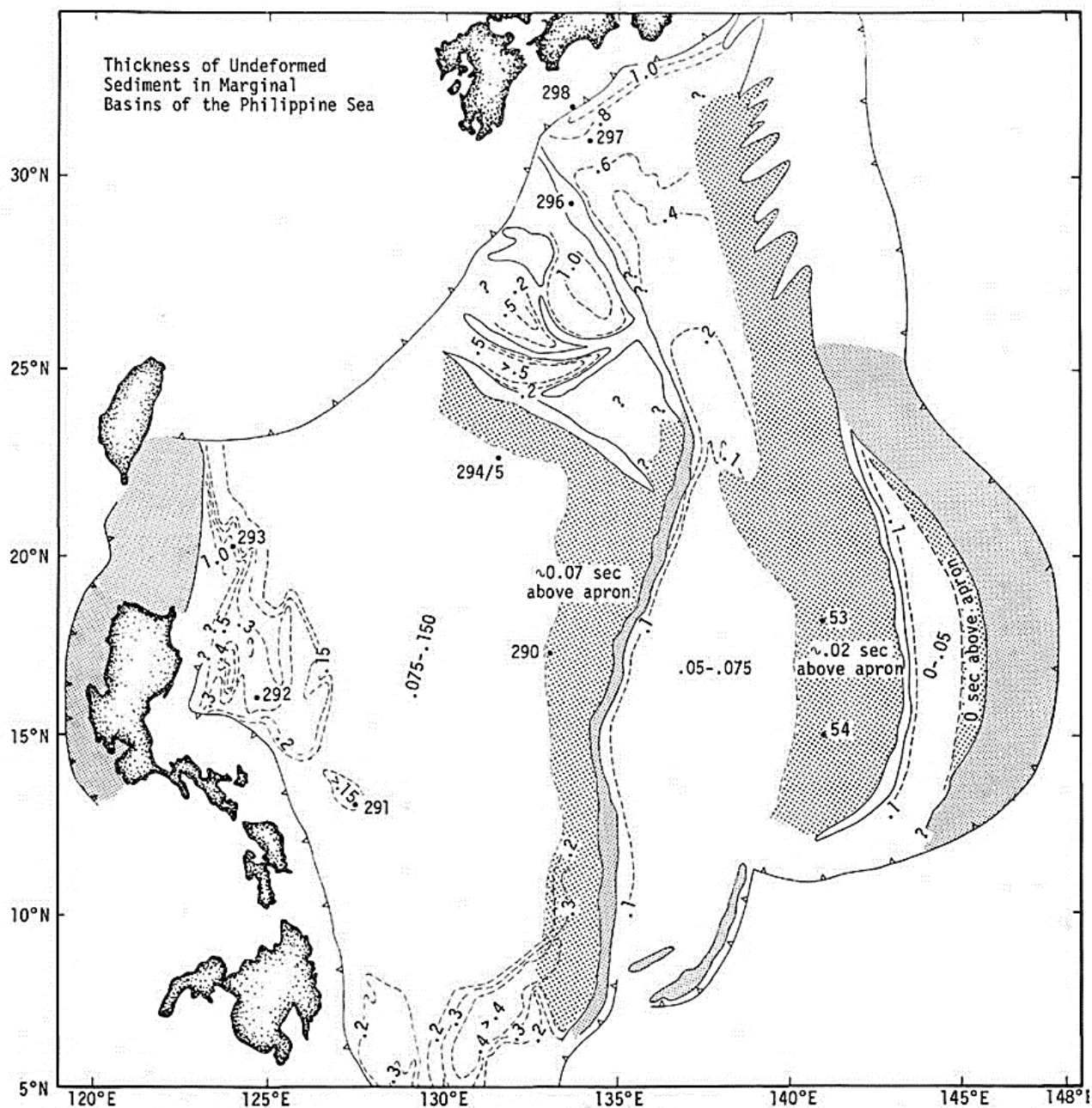


Рис. 1. 428. Мощность деформированных осадков Филиппинского моря. Плотнo заштрихованные области – крупные вулканокластические шлейфы, мощность которых может достигать нескольких километров. Различная – средняя мощность осадков показана цифрой. (Daniel E. Karig. Рейс 31).

Продолжим рассмотрение этих тенденций на примере Западно-Филиппинского бассейна, расположенного к северо-западу от хребта Кюсю Палау, в рейсе 31 «Тестирование различных предложений образования Западно-Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря».

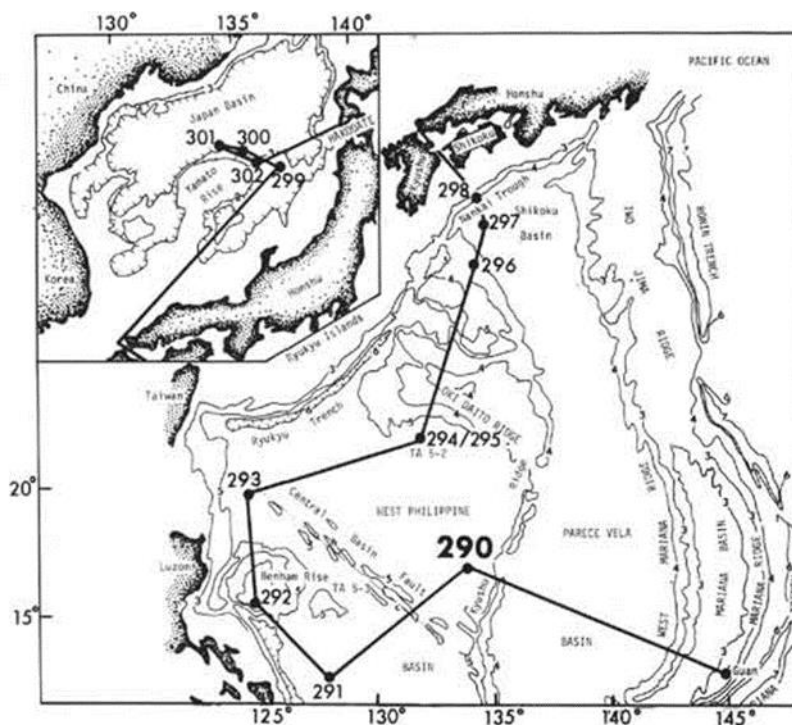


Рис. 1. 429. Размещение скважин рейса 31.

Скв. 290 расположена в пределах Западно-Филиппинского бассейна в дистальном окончании осадочного шлейфа вдоль западного фланга хребта Кюсю-Палау. В скважине вскрыты 90 м – квартал-поздний олигоцен – коричневые алевроитовые глины, перекрывающие (49 м) позднеолигоценовые нанофоссильные илы. Этот переход датирует проседание этой части Западно-Филиппинского бассейна. Ниже этих пачек лежат более чем 80 м – раннеолигоценовых или поздне эоценовых алевроитов, формирующих дистальный клин крупного осадочного шлейфа, располагающегося к западу от хребта Кюсю-Палау. Шлейф, возможно, формировался в раннем олигоцене и позднем эоцене. Базальная пачка – поздний эоцен или очень ранний олигоцен – вулканическая брекчия более 30 м мощности, формирующая оползень от локального топографического поднятия. Базальтовые фрагменты и нанофоссилии в обломках, позволяют считать, что основание, которое не было вскрыто, имеет поздне эоценовый возраст. Основание разреза – ранний олигоцен- поздний эоцен – вулканические конгломераты и брекчии. Макроскопические угловатые и субокруглые обломки представлены диабазом, выветрелыми или измененными вулканитами, палагонитом, стеклом и мелом. Вниз по разрезу увеличиваются размеры обломков до 1-6 см. Многие обломки имеют каймы выветривания. Цемент брекчий сложен смесью доломита, цеолита и диспергированной глины. В обломках присутствуют нанофоссильные илы, содержащие плиоценовые, эоценовые и меловые фораминиферы. Размер обломков от песка до гравия – 37 мм. Отношение обломков к цементу – 50:50. Обломки: вулканитов, микрита, округлые фрагменты глин и илов, содержащих фораминиферы плиоцена, нанофоссилии плиоцена и эоцена, фораминиферы мела, песчаные зерна кварца, полевого шпата, обрывки стекла, пироксен-авгита и амфибола. Считается, что хребет в районе скважины в плиоцене существовал в мелководных условиях. Обломки базальта с бурой палагонитовой каймой, каймой выветривания или марганцевой корой. Физическая природа вулканического конгломерата – отложение из субмаринного гравитационного потока – обломочного потока.

Здесь важно подчеркнуть, интерпретацию авторами описания керна, динамику формирования осадков и нахождение хребта уже в плиоцене в мелководных условиях. В соответствии с данными других разрезов бассейнов восточной части Филиппинского моря, здесь, в основании разреза, присутствуют исключительно базальты. То же отмечается и в разрезе скв. 291, расположенной во внешней части Филиппинского трога, недалеко от разлома Центрального бассейна, в условиях расчлененного рельефа основания в нескольких сотнях метров покрытого

чехлом осадков, 100-150 м мощностью. Надбазальтовые отложения – поздний эоцен-середина раннего эоцена – пыльно-красные до красно-коричневых нанофоссильно-радиоляриевые алевритистые глины, железистая цеолитовая глина. Количество гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу. В основании разреза базальт – толеит, фрагменты с пироксеном и плагиоклазом – изменения коричнево-красный серпентинитовый материал. Формирование осадков происходит в условиях внезапного появления органических обломков гравитационными потоками, с прилегающих топографических поднятий. В целом, аналогично, строение разреза скв. 293, пробуренной в мощном шлейфе осадков, залегающих севернее и восточнее Лузона и западнее разлома Центрального бассейна в Западно-Филиппинском бассейне. Стратиграфическая колонка представляет 224 м – позднеплиоцен-плейстоценовых песчано-алевритовых турбидитов; 156 м – плиоценовых дистальных аргиллитовых турбидитов, 29 м – коричневых аргиллитов с переработанными эоценовыми нанофоссилиями, перекрывающих 46,5 м – миоценовой базальтовой брекчии. Следует еще раз, обратить внимание на сейсмический профиль района заложения скважин с типичным рельефом основания – «бассейны и хребет».

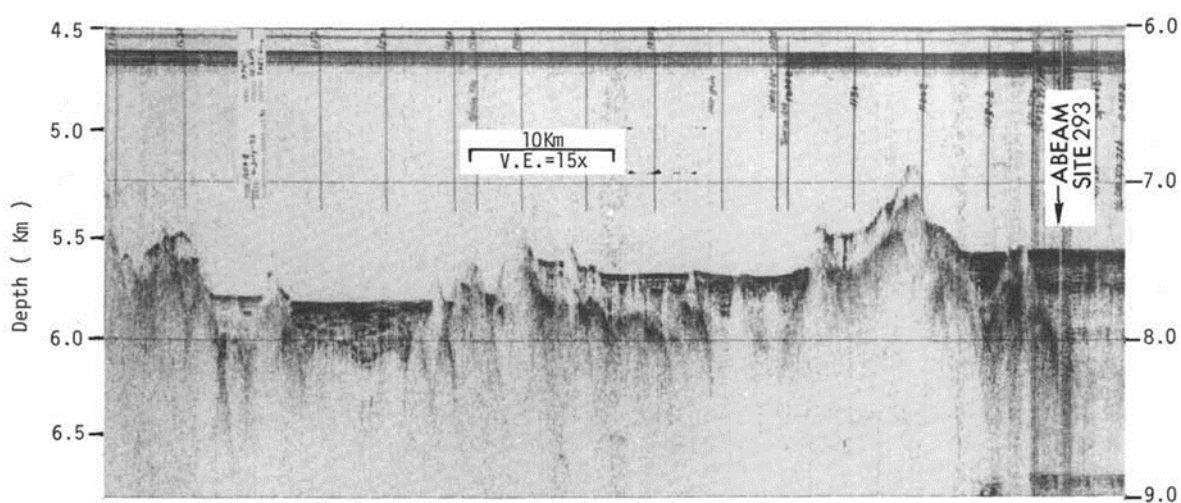


Рис. 1. 430. Сейсмические профили района заложения скв. 293.

Надбазальтовый разрез трактуется, авторами описания керна, как дистальные турбидиты. Основание разреза (поздняя середина миоцена-поздний плиоцен) толеитовый базальт, габбро, брекчия. Матрикс брекчии желто-коричневый. Брекция сложена измененным базальтом, обломками зеленого сланца в матриксе плагиоклаза, амфибола, хлорита, фрагментов минералов в глинистой массе с примесью цеолита и кальцита. В другом случае матрикс красновато-коричневый. Обломки – деформированное габбро и базальты. Матрикс сложен амфиболом, плагиоклазом, оксидными минералами и карбонатом. Обломки грубозернистого габбро, измененного в амфиболовое габбро или амфиболовый сланец. Матрикс темно – желто – оранжевый, обломки 3-15 см габбро с кумулятивной структурой. Некоторые фрагменты рассланцованы. Мелкие 1-2 см обломки - вариолитовый базальт, амфибол-плагиоклазовый сланец и габбро, измененное в сланец. Отдельные разновидности габбро (кern 21) грубозернистые: плагиоклаз 60%, клинопироксен-30%, ортопироксен-10%. Матрикс – минеральные фрагменты и кальцит. Брекции рассматриваются как тектонические образования. Материалы бурения (скв. 296 расположена на северо-западе уступа террасы хребта Палау-Кюсю, поблизости от трога Нанкай) свидетельствуют о том, что в позднем олигоцене хребет Палау Кюсю располагался вблизи уровня моря.

Рассматривая существо конгломератов и песчаных отложений, пробуренных в Филиппинском море в рейсе 31, авторы интерпретируют их как «debrites—deposits of debris flows». – дебриты – отложения обломочных потоков. По нашему мнению, этот термин наиболее отвечает существу этих пород по механизму их образования, чем традиционный термин – турбидиты и еще и оттого, что в дебритах отчетливо фиксируется слоистость в том

числе и градационная. Анализ материалов рейса 31 позволяет предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в олигоцене, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов – областей сноса материала, с уже сформированных в палеоцене и, возможно, в позднем мелу, вулканических хребтов – поднятий, возможно, в некоторых местах, представлявших собой карбонатные платформы – присутствие карбонатных отложений с бентическими фораминиферами. Смена мелководных отложений, преимущественно мелкообломочные, за редким исключением конгломератов и песчаников, мелкообломочными геми- и пелагическими отложениями, происходила в миоцене и позднее, но накопление таких отложений сопровождалось появлением в них значительных количеств пеплового материала, что может свидетельствовать о том, что завершение процессов субаэрального вулканизма происходило здесь не синхронно. Важно отметить, что отложения основания всех пробуренных скважин характеризуются обилием измененных выветрелых обломков стекла, что может быть свидетельством того, что перед началом разрушения вулканических хребтов, они занимали субаэральное положение и могли подвергаться процессам наземного выветривания, продукты которого в заметных количествах присутствуют в основании разрезов всех пробуренных здесь скважин. Характерно, что в скв. 297, пробуренной южнее трога Нанкай, в основании разреза в отложениях дистальных турбидитов присутствуют обломки растений – свидетельство близости континентального источника материала.

По материалам рейса 58, рассмотрим дополнительно и другую «пару» структур – бассейн Шикоку и хребет Дайто, расположенных севернее южного окончания Японии.

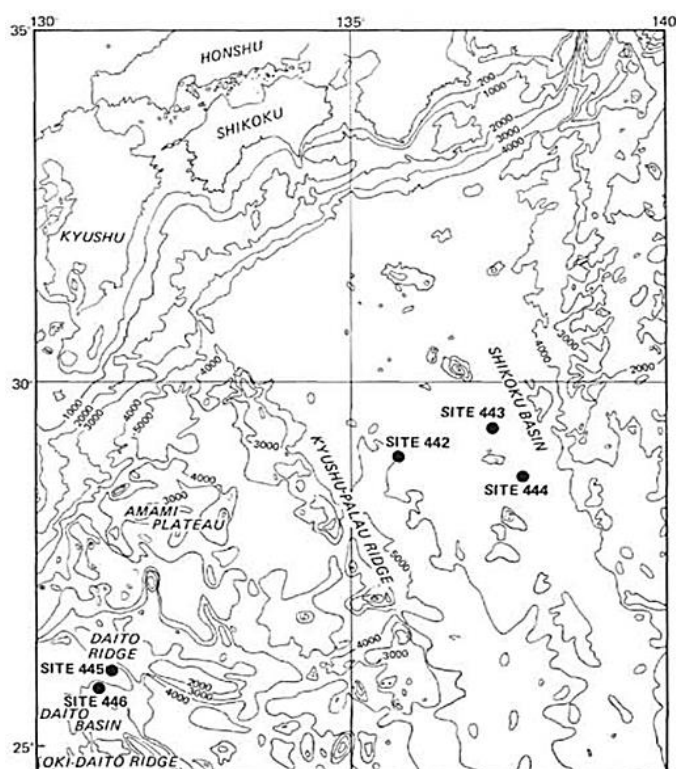


Рис. 1. 431. Схема расположения скважин в бассейне Шикоку.

Скв. 444 пробурена в центральной восточной части бассейна в 45 морских милях от скв. 443. Вскрыто 48 м плейстоцена – чередование илов, витрических илов, пепла и нанофоссильных илов. 35,5 м – плейстоцен и плиоцен – илы, пепел и витрический ил. 75,5 м – плиоцен и поздний миоцен – ил, пепел, витрический ил, нанофоссильный ил, радиоляриевый ил, кварцевый песок и кремнистый ил; 100,6 м – средний – поздний миоцен – аргиллит, пепел, нанофоссильный ил, радиоляриевый аргиллит, секутся базальтовым силлом – 10 м. Следующие ниже 19 м – потоки

миндалекаменных порфировых базальтов и другие 19 м – потоки афанитовых, афировых базальтов. Перерыв – ранний плиоцен-позднейший миоцен.

Надбазальтовая пачка – ранний средний миоцен – (253-273 м) – пелагические глины, цеолитовые известковистые, известковистые аргиллиты, нанофосильный мел – содержащий 20-70% нанофоссилий и микронодулей. Темно-красно-коричневый мел темнеет в нижних 10 см выше базальтов. Базальты делятся на два потока, разделенных 19-метровой пачкой осадков. Вверху верхнего потока – брекчия, содержащая измененные и свежие базальты, обломки и базальтовый песок. Основная пачка базальтов и порфировые выделения сильно изменены (сметит). Базальты – плагиоклаз-пироксен-авгит-оливиновые толеиты.

Скв. 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Перерыв обнаружен в раннем олигоцене. Осадки основания – отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. В разрезе скважины выделены пять пачек, преобладающе представленных переотложенными терригенными и биогенными компонентами от квартера до среднего эоцена. Карбонатные породы миоцен-олигоцен подстилаются терригенными породами эоцена, которые, в отличие от вышележащих пачек, представлены только терригенными компонентами, которые становятся все более грубообломочными ниже по разрезу; в основании – только конгломераты и песчаники в прослоях от 5 см до 120 см. Конгломераты – отложения обломочных потоков с обломками различного размера и известковистыми фоссилиевыми тестами – крупными фораминиферами. Большинство обломков хаотически расположены, но с тенденцией уменьшения вверх по разрезу. Размер обломков до 15 см. Обломки разноцветные – от красных до зеленых, угловатые и округлые. Состав обломков в шлифах: плагиоклаз порфировые базальты, афировые базальты, микродолериты, роговообманковые кристаллические сланцы, кремни, песчаники, известняки, плагиоклаз, зеленая роговая обманка, титан авгит, коричневая роговая обманка, авгит, оливин-псевдоморфозы, хромовая шпинель, эпидот.

Целенаправленное изучение обломков в конгломератах, позволило выделить три главных категории обломков и вулканических пород. Меловые рифовые известняки и средне эоценовые биокласты. Вулканические породы представлены, преимущественно, щелочными базальтами со средним количеством андезитов и габбро. С вулканическими породами ассоциируют фрагменты гидротермальных жил и гиалокластит-песчаные обломки. Меловые рифовые известняки подразделяются на лагунные, зарифовые, и канально рифовые. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем – маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального позднемелового подъема уровня моря. Среднеэоценовые биокласты представлены крупными фораминиферами, инкрустированными красными водорослями. Их присутствие показывает, что хребет Дайто снова воздымался перед проседанием на современные глубины, фиксируя смену терригенной седиментации на пелагическую в среднем эоцене. Вблизи расположенной скважине 446, основание разреза – ранний-средний эоцен – серый известковистый аргиллит, глауконитовый аргиллит, измененный пепел.

Конгломераты и песчаники в литологической пачке 5 – средний эоцен (в скв. 445) содержат породные кластеры, детритовые минералы, биокласты и аутигенные минералы. Породные обломки преимущественно плагиоклаз-афировый базальт, микродолерит, за которым следуют плагиоклаз-клинопироксен-афировый базальт, афировый базальт, кремни и известняк, небольшое количество роговообманкового сланца. Детритовые минералы преимущественно: плагиоклаз, авгит, титан-авгит, оливин, от зеленого до бледно-коричневого роговая обманка, темно-коричневая роговая обманка, с подчиненной хромовой шпинелью, эпидотом, ильменит и магнетит, а также

незначительные количества диопсида, энстатита, актинолита и эгирин-авгита. Биокласты – это *Nummulites boninensis*, *Asterocyclus* sp. sp *A. penuria* и некоторые другие более крупные фораминиферы.

Соотношение образцов показывает, что Дайто Хребет, в основном, состоит из магматических, метаморфических, ультраосновных и осадочных пород. Изверженные породы являются мафическими (вероятно, толеитовыми) и щелочными. Метаморфические породы – это роговообманковый сланец, тремолитовый сланец и диопсид-хлоритовый сланец. Ультраосновные породы представлены альпинотипными перидотитами.

Минералогические данные свидетельствуют о наличии двух метаморфических событий в хребте Дайто. Более раннее – было промежуточным, по условиям к метаморфизму высокого давления. Поздний метаморфизм связан с палеоценовым вулканическим событием. Ультрамафические породы преобразованы контактовым метаморфизмом. Во время эоцена обнаженные вулканические и метаморфические породы поднятия хребта Дайто, возможно, поставляли гальку на окружающее побережье и мелководье. Крутой уклон на шельфе, возможно, вызвал частую транспортировку гальки и мелководных бентосных организмов в более глубоководные части бассейнов, с образованием в них конгломератов и песчаников. В скв. 446 А – базальты были вскрыты в интервале около 384 м до глубины 628,5 м. Основание представлено массивными базальтами, чередующимися с прослоями аргиллитов и вулканического пепла. Выделено 32 силла и 16 прослоев осадков. Средняя мощность силлов 7,8 м варьирует от 22 до 0,3 м. Мощность осадков в среднем 4,04 м от 14,8 до 0,2 м. Считается, что контакты между силлами и осадками – активные. Базальты трещиноваты; пронизаны большим количеством жил нескольких генераций, заполненных глиной и кальцитом. Кластические дайки заполнены карбонатом, цеолитами. Базальты миндалекаменные и высоко миндалекаменные. Базальты отличны от базальтов СОХ. Базальты рейса 58 преимущественно толеитовые; щелочные базальты присутствуют в скв. 444 и 446. Все базальты рейса 58 композиционно связаны с базальтами главных типов океанических бассейнов, срединно-океанических хребтов и океанических островов. Вариации малых элементов в толеитах подобны базальтам хребта Рейкьянес в Исландии, вариациям от нормальных N-типа MORB сильно деплетированных ЛРЗЭ через переходный T-тип MORB (скв. 443-3 и скв. 444-2), к обогащенному E-типу MORB, менее деплетированному (кварц-нормативные ферробазальты скв. 446). Базальты рейса 58 – толеитовые, отличаются от толеитов и высокоалюминиевых базальтов островодужной системы Японии, по главным и примесным элементам. Базальты рейса 58 сходны с базальтами основания океанов больше, чем с базальтами островных дуг. РЗЭ не дискриминируют базальты океанического основания и островодужные толеиты. Щелочные базальты скв. 444 похожи на базальты, изученные в 45 °N Срединно-Атлантического хребта, а щелочные базальты скв. 446 на некоторые низко MgO лавы Азор. Щелочные серии Оки Дого Японии имеют более высокие Ba/La и Th/La отношения, чем базальты рейса 58, что может быть связано с контаминацией континентальной коры, и не свидетельствовать о различиях мантийных источниках. Щелочные серии Японии имеют La/Ta отношения подобные отношениям базальтов типа E - MORB и состав мантийного источника для щелочных базальтов не прямо зависит от тектонических условий их становления. Предлагается модель, по которой E-тип MORB и щелочные базальты произведены из сложной «жилльной» мантии, которая прошла сложную и длительную историю развития, включая обогащение, дополнение флюидов или расплавов «прожилкованием» (by veining) и деплетированием - экстракцией флюидов или расплавов. Такая модель может объяснить соотношения элементов и радиогенных изотопов в E-типах MORB щелочных базальтах более удовлетворительно, чем модель мантийных плюмов. Таким образом, в рейсе 58, в паре бассейн-хребет, в отличие от расположенных южнее хребтов и бассейнов Западно-Филиппинского и Паресе-Велла, здесь развитие бассейнов сходно с южными бассейнами, и в хребте Дайто не вскрыты андезиты, а вместо них присутствуют щелочные базальты.

Скв. U1438 рейса 351 пробурена в бассейне Амами-Синкаку, расположенном вблизи структур хребта Дайто и бассейна Шикоку.

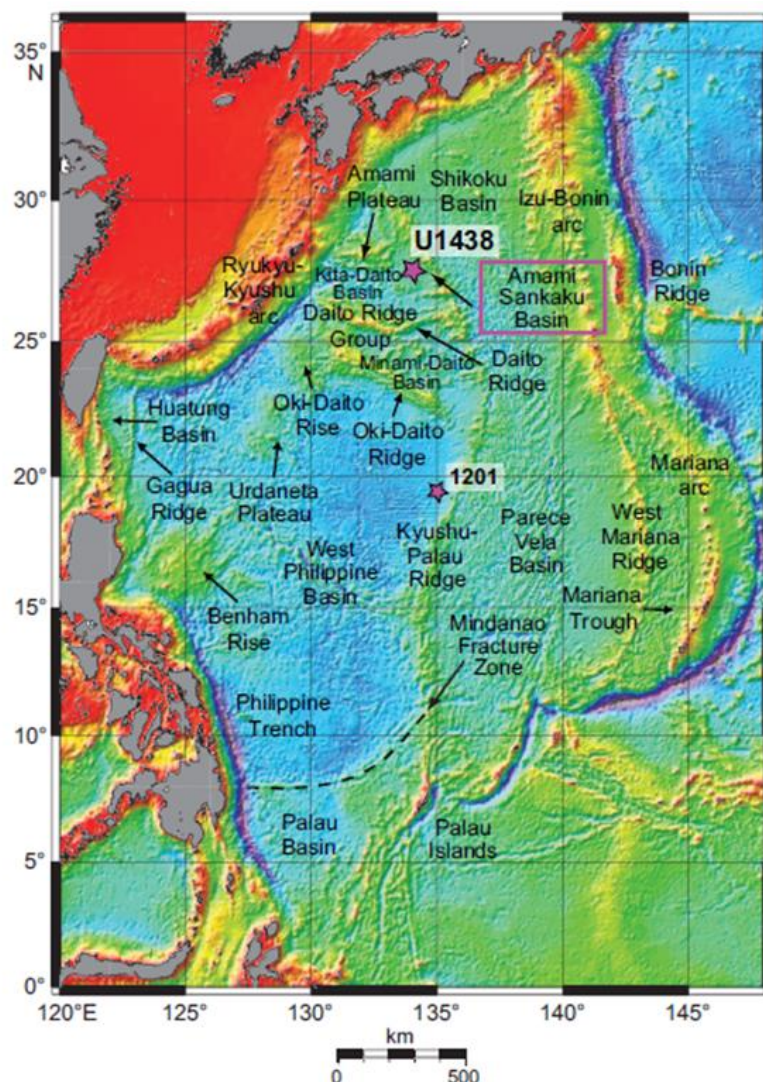


Рис. 1. 432. Размещение скв. U 1348 в бассейне Амами-Синкаку.

Скважина U 1348 размещена в бассейне Амами-Синкаку, в менее чем в 100 км от северного окончания хребта Кюсю Палау. Разрез по скважине был изучен по глубине на 1461 м и в разрезе выделены четыре пачки.

Пачка 1 – преобладающе терригенные и вулканокластические илы с прослоями пеплов.

Пачка 2 – туфогенные аргиллиты и мелкозернистые песчаники.

Пачка 3 – породы более грубозернистые, по сравнению с пачкой 2 – туфогенные аргиллиты, песчаники и конгломераты с галькой и редко с булыжниками.

Пачка 4 – грубозернистые песчаники – интервалы 1-20 см между изверженными породами. Вскрыто около 150 м изверженного основания: миндалекаменные афировые и порфиновые базальты – олигоцен-эоцен – туфогенные песчаники, алевролиты и брекчия – конгломераты. Разрез пачки характеризуется преобладанием и повтором конгломератов и песчаников с более тонкими интервалами доминирующе аргиллитовыми. В основании пачки появляются красные радиоляриевые аргиллиты и по этим породам проводится граница пачек 3 и 4. Эоцен - аргиллиты с радиоляриями, туфогенные аргиллиты, туфогенные песчаники и брекчия – конгломераты. В верхней

части разреза – аргиллиты; в средней и нижней преобладают средне-крупнозернистые песчаники и брекчия – конгломераты, сменяющиеся в основании, в контакте с вулканитами темно-красными 4 м – аргиллитами и песчаниками. В разрезе эоцена выделены в керне три пачки изверженных пород. Породы по составу отнесены к высоко натриевым базальтовым андезитам, и отнесены к локальным интрузиям – силлам, или дайкам, и считаются более молодыми, чем базальты основания. Базальты основания – 149,9 м – эоцен (?) через обломочный контакт с коричневым, полосчатым аргиллитом подстилаются окисленными базальтовыми породами. Пачка сложена миндалекаменными микрозернистыми афировыми и реже порфиоровыми базальтами с фенокристами оливина, пироксена и плагиоклаза размером до 3 мм в полнокристаллической, существенно плагиоклазовой основной массе, пятнисто замещенной оксидами. Изменения в базальтах – сильные и уменьшаются в основании скважины. Структуры базальтов – вариолитовые, сферулитовые. Фенокристы плагиоклаза. Клинопироксен, титаномагнетит, оливин с включениями красноватой шпинели. В целом же разрез этого бассейна мало чем отличается от разреза бассейна Шикоку и Западно-Филиппинского с характерным для этих бассейнов типично базальтовым основанием.

Идзу-Бонинская островодужная система.

Рассмотрим сведения о составе, строении и времени становления отдельных частей Идзу-Бонинской дуги.

Скв. 788/789. Расположены в восточной окраине рифта Шимушу между активными вулканами Идзу-Бонинской дуги Шимушу Джима (58 км севернее) и Тори Шима (55 км юг-юго-восточнее). Резюме геологических событий, следующих из данных бурения скв. 788.

Осадочные события: 1. Накопление пелагических карбонатных и детритовых компонентов базальной пачки ПВ. Время 4,8-4,2 млн. лет. Близ расположенный вулканизм, затем батиметрическое поднятие?

2. Накопление субпачки ПВ – пемзовые конгломераты. Время 4,2-4,1 млн. лет – массивные извержения кислого состава.

3. Накопление субпачки ПА нанофоссильных глин и ассоциированных пород, глауконитовый диагенез. Время – 4,1-3,8. млн лет. Проксимальное вулканическое затишье; дистальный вулканизм по пепловым выпадениям, батиметрическое поднятие, но с менее выраженным рельефом, и большей, относительно пачки 1а, глубиной.

4. Аккумуляция главной части пачки 1 – пемзовые конгломераты и гравий. Время 3,8-2,35 млн лет. Массовое извержение кислого состава: в первый цикл – пемза – от глубин 249 до 39,2 м.; первые два события – смесь андезит-риолитовых извержений или эруптивных периодов.

5. Эрозионные срезы (тектонические триггеры?) пемзовых отложений пачки 1. Время 2,35-0,275 млн лет.

6. Накопление субпачки 1 марганцевых отложений.

7. Накопление наиболее верхних частей пачки 1 – слой 0-35,1 м на марганцевом интервале – после 0,275 млн лет.

8. Окисление и переработка поверхностных пемз, ремобилизация марганцевых оксидов - после пемзовых отложений до сегодня.

Скв. 790-791В. Скважина расположена в рифте Шимушу (в центре) задугового грабена западной части островной дуги западнее Идзу-Бонинских островодужных вулканов Шимушу Джима и Тори Шима. В скв. 791 базальты залегают ниже невулканических пород и разделены на 29 единиц: 7 потоков базальтов, 2 – базальтовые брекчии; 3 загадочный «базальтовый мусс», 7 интрузий диабазов; 7 единиц кислых пеплов и туфов; 1 – межлавовых осадков и 2 – тектонических брекчий. Возраст базальтов в стенках рифтовой долины в интервале 1. 1 – 1. 4 млн лет.

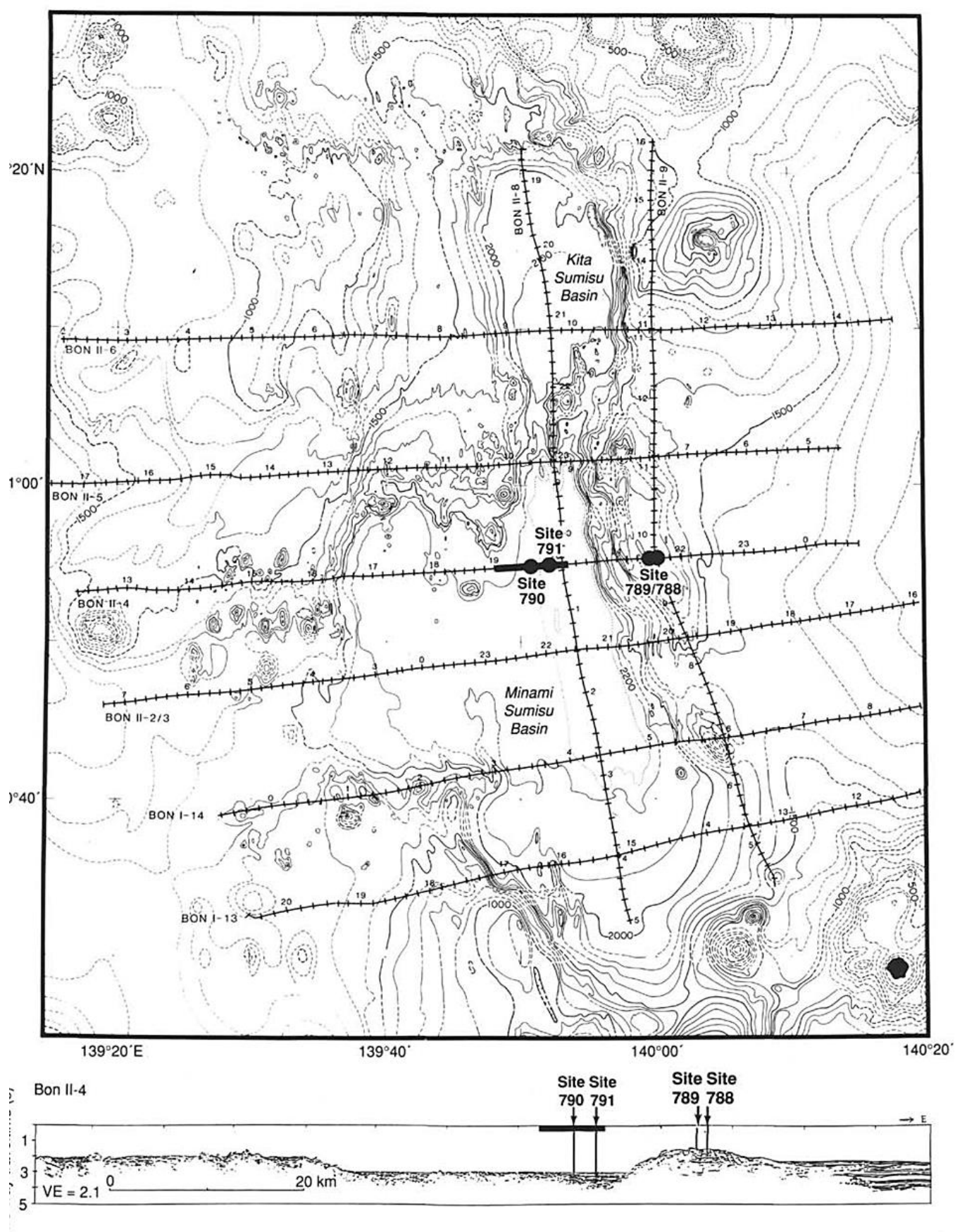


Рис. 1. 433. Батиметрическая карта и геологический профиль района заложения скв. 788-791.

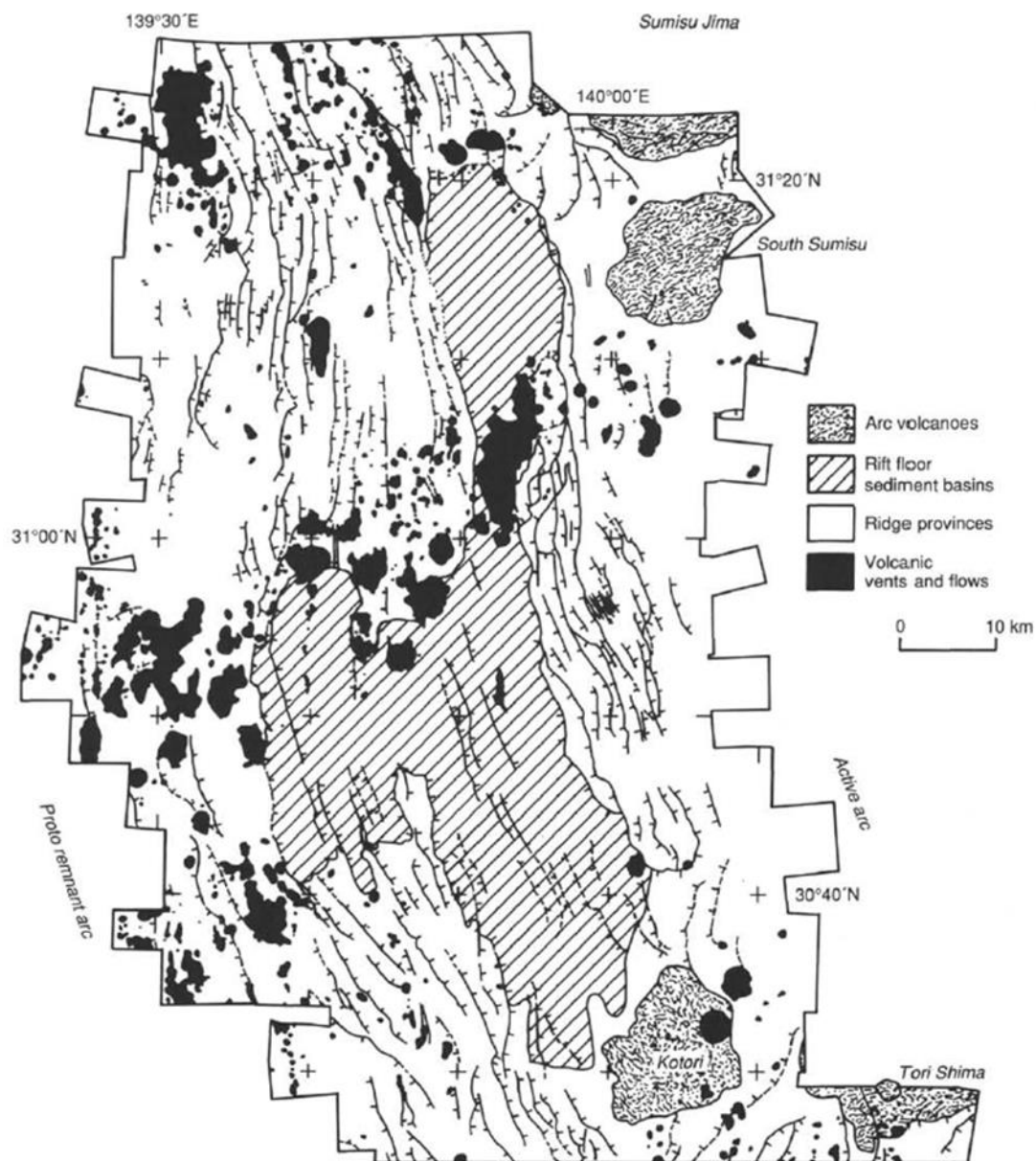


Рис. 1. 434. Схематическая геологическая карта района заложения скв. 790-791. Условные обозначения сверху вниз: островодужные вулканы; рифтовое основание осадочного бассейна; провинция хребтов; вулканические жилы и потоки.

Скв. 793. Скважина размещена на западном склоне Идзу-Бонинской ОД между островами Шумишу Джима и Тори Шима в 125 км западу от оси Идзу-Бонинского желоба. Скважина размещена в пределах внутреннего канала широкого каньона Шумишу Джима. Нижний миоцен – аргиллиты, нанофосильные аргиллиты и витрический аргиллит. В нижележащих обломочных породах – ранний-поздний олигоцен – отмечено незначительное количество обломков, измененных вулканитов. В этом же горизонте, также отмечается интенсивное изменение песчаников и аргиллитов – замещение обломочного материала и цемента глинистыми минералами. В целом, для пачки характерен ярко-красный цвет (окисление) и широкое развитие окислов железа и марганца. Нижний-средний олигоцен – витрический песчаник, пемзовый песчаник, мелкогалечный конгломерат, глинистый аргиллит. Верхний-нижний олигоцен – очень плохо отсортированная вулканическая брекчия с песчаным матриксом и смесь свежих и измененных андезитов. Верхний-нижний олигоцен – брекчированные до массивных и подушечных потоков порфировых и афировых клинопироксен-ортопироксеновых андезибазальтов и андезитов, разделяемых на 17 отдельных субпачек.

Современный стиль вулканической дуги развивался с олигоцена, когда интенсивный толеитовый и известково-щелочной вулканизм продолжались до 29-27 млн лет. Эоцен-олигоценый дуговой массив

распространялся в течение олигоценового рифтинга, формирования полуграбенов в преддуговой и задуговой частях. Минимальный возраст вулканизма (29-27 млн лет в Марианской и 23-20 млн лет в Идзу-Бонинской) формировался в процессе ранних фаз задугового спрединга в бассейне Паресе-Велла и Шикоку соответственно. Среднемиоценовый и голоценовый Идзу-Бонинский вулканизм развивается во фронтальной части и увеличивается до максимума в плиоцене-квартере. Неогеновый вулканизм вдоль вулканического фронта сфокусирован в бимодальном пространстве (27 и 47 км), в долгоживущих центрах, но толеиты обычно внедряются в термально остывшую преддуговую часть. Субмаринные вулканы распространены в задуговой части, западнее фронтальной дуги. Современный рифтинг центральной части Идзу-Бонинской дуги начался около 2 млн лет. Зигзагообразная система полуграбенов ограничивает нормальные разломы олигоценовых и четвертичных рифтов в стиле Бассейнов и Хребтов. Многие из граничных разломов и фланги рифтов развиваются на начальных стадиях их формирования. Синрифтовые осадки часто тектонически нарушены и интродуцированы. Шимушу рифт в скв. 790 и 791 и преддуговые бассейны скв. 793 покрыты синрифтовыми вулканитами, которые геохимически отличаются от фронтальных вулканитов. Древнейшие (> 1,1 млн лет) к самым молодым (голоцен) лавы Шимушу рифта являются задуговыми базальтами, в то время как до, так и синрифтовые, в основном низко калиевые субщелочные риолиты и андезиты. Олигоценовые преддуговые вулканиты преобладающе высоко Mg, низко -Ti, дупироксеновые андезибазальты и андезиты, подобные эоценовым вулканитам поднятия внешней части дуги. Грубые вулканогенные осадки, произведенные из вулканитов фронтальной части, доминируют в рифте Шимушу и в заполнении преддугового олигоценового бассейна. Они формировались быстро (>250 млн лет.) турбидитовыми течениями и обломочными потоками в основании рифтовых осадочных равнин. Седиментационная система прямо инициировалась продуктивностью проксимальных дуговых вулканов с вулканическими lulls, зафиксированными прослоями гемипелагических осадков. Вулканы фронтальной части дуги, в силу мощности здесь коры и высокого теплового потока, формируют линейные зоны ослабленности литосферы и контролируют размещение островодужного рифтинга.

Представлены сведения о главных и примесных элементах и изотопных составах образцов, собранных в рейсе 126 в Идзу-Бонинской дуге. Лавы из центральной части бассейна (скв. 79) – высокомагнезиальные, низко титанистые, дупироксеновые андезибазальты и представлены продуктами синрифтового вулканизма в преддуговом регионе. Эти синрифтовые лавы отражают петро- и геохимические характеристики бонинитов и являются в систематике количества элементов и их отношений промежуточными между низко Ti островодужными толеитами из активных дуг, и бонинитами из внешнедуговых поднятий. Эти особенности позволяют систематизировать геохимические градации между вулканитами в связи с расстоянием до желоба и различной деплетированностью источника. Основание было пробурено на западном фланге бассейна скв 792 и представлено серией плагиоклазовых дупироксеновых андезитов с признаками известково-щелочными. Эти лавы похожи на известково-щелочные вулканиты Японии, но имеют более низкие содержания Ti, Zr и элементов LFSE. Лавы скв. 783 показывают внутри элементные вариации Zr, Ti, Sr, Ni, и Cr. Изучена изверженная геохимия лав и брекчий основания (скв. 790 и 791), и пемзовые обломки из плиоцен-плейстоценовых осадочных разрезов скв. 788, 790, 791, и 793. Дуговой вулканизм становится кислым во время 1. 5 млн лет перед рифтингом рифта Шимушу в 2 млн лет, но излияния этих кислых лав отражает изменения в величине стресса, особенно во время последних 130,000 лет, скорее, чем коровый анатексис. Рифтовые базальты и риолиты произведены из различных источников, чем андезиты-риолиты. Рифтовый источник близок к E-MORB – в противоположность к N-MORB. Типы рифтовых магм характеризуются редким присутствием пемзовых и литических обломков, и ранние вулканиты рифтовой стадии отличаются от островодужных. Ранние стадии рифтинга производят экзотические эксплозионные брекчии

(мусс), хотя похожи на MORB по составу и изотопным характеристикам, чем современные базальты Марианского трога. После рифтинга начинается островодужный вулканизм преимущественно кислый. Представлены сведения о главных элементах и примесных элементах, и изотопные данные по образцам, собранным в рейсе 126. В Идзу-Бонинской дуге лавы Центрального бассейна (скв. 793) представлены бонинитами поднятий внешних дуг. Эти особенности предполагают систематическую геохимическую градиацию между вулканитами, связанными с расстоянием от желоба и различную деплетированность источника. Основание, глубоко пробуренное на западном фланге бассейна (скв. 792), сопоставимо с серией обогащенных плагиоклазом двупироксеновых андезитов с известково-щелочной специализацией. Эти лавы подобны известково-щелочным вулканитам Японии, но имеют более низкие содержания Ti, Zr, и низкозарядных элементов (LFSE). Лавы скв. Site 793 показывают внутриэлементные вариации между Zr, Ti, Sr, Ni. Относительно концентраций P, Y, LFSE и PЗЭ они аномальны. Эти элементы перераспределялись внутри лавовых пачек, концентрируясь преимущественно в части массивных пиллоу-лав. Сравнительные перемещения этих двух групп элементов может быть связаны с изменениями интерстициальных базальт - андезитовых стекол.

В **рейсе 350** преддуговая часть Идзу-Бонинской дуги пробурена скважиной U1436, которая размещена в пределах дуги Идзу на глубине 1776 м в западной части Идзу-Бонинского преддугового бассейна в 60 км восточнее фронтально дугового вулкана Аогашима и в 170 км западнее оси Идзу-Бонинского желоба.

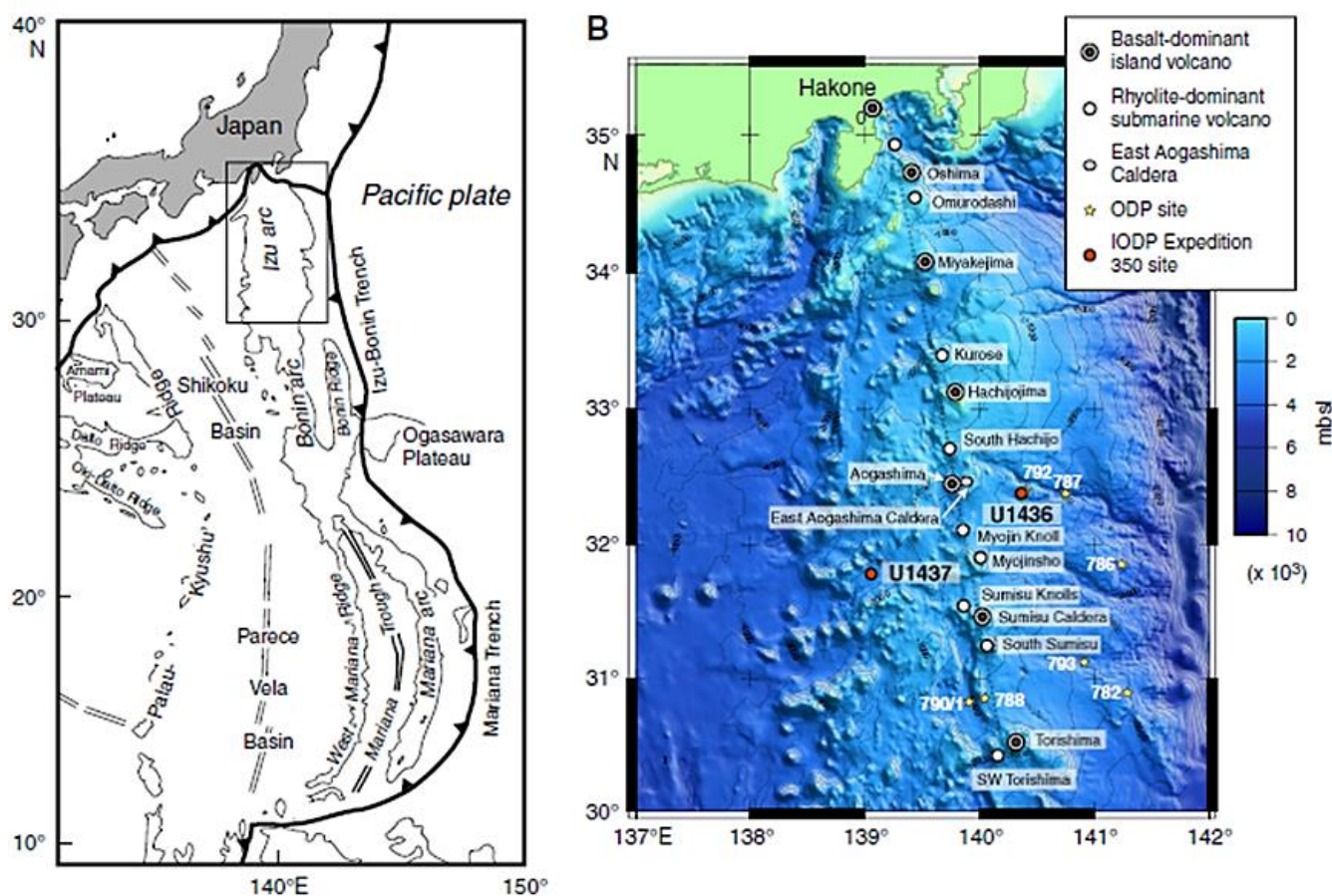


Рис. 1. 435. А. Тектоническое размещение Идзу-Бонинско Марианской дуги. В. Карта 16 четвертичных вулканов фронтальной части дуги Идзу, показывающая размещение скв. рейса 350 – скв. U1436 во фронтальной части дуги и U1437 в задуговой части. Показаны также скважины программы ODP. Точечная линия показывает размещение 103 придонных сейсмометров, размещенных с 5 км интервалом.

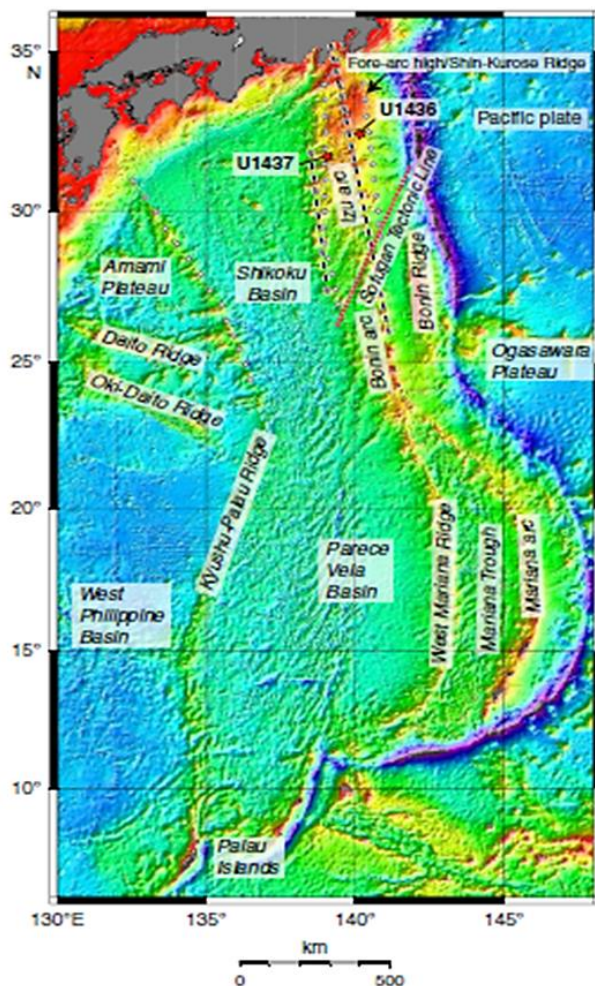


Рис. 1. 436. Батиметрические особенности восточной части Филиппинского моря, показывающие размещение скважин рейса 350. Обратите внимание на морфологию глубинного желоба.

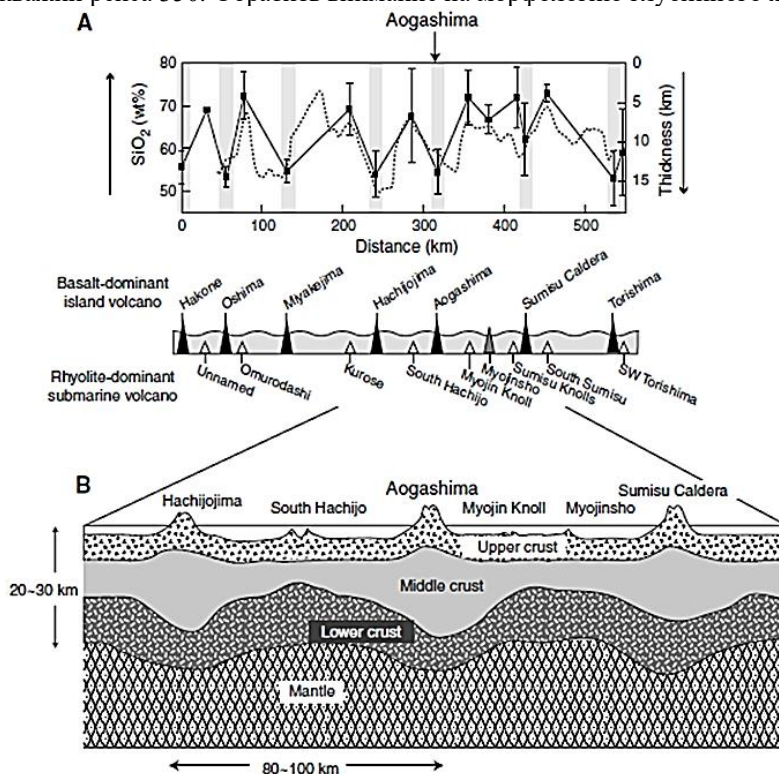


Рис. 1. 437. А. Разрез структуры коры вдоль дуги коровой; мощность средней коры $VP = 6,0 - 6,8$ км/сек на глубинах между 5 и 20 км и среднее SiO_2 вулканических пород (черные квадраты из драгировок из 16 Индзу четвертичных вулканов). Преобладающе риолитовые субмаринные вулканы, извергающие преимущественно риолиты. В. Схематическая структура коры фронтальной части дуги Идзу от Хачиджо до Шимушу вулканов, показывающая размещение доминирующих базальтовых островных вулканов и риолитовых, доминирующих субмаринных вулканов, которые имеют мощную и тонкую кору, чем средняя кора соответственно.

Осадки, вскрытые скв. U1436A – U1436D, описываются как одна пачка, представленная туфовыми илами, чередующимися с интервалами мафического пепла, шлаково-лапиллиевыми пеплами, около 80 интервалов, продвинутых пеплов и пемзово-лапиллиевых пеплов. Мощность мафических интервалов в среднем больше, чем мощность продвинутых интервалов в отношении примерно 1,5:1. Дискретные пепловые интервалы скважины более похожи на те, которые описывались как витрические пески в рейсах 125 и 126 программы ODP, где эти интервалы градиционно слоисты со значительным количеством фенокрист – плагиоклаз, пироксен и рудные минералы.

Скв. U1437 забурена в пределах Идзу-Бонинской дуги, которая разделяется на два сегмента Идзу и Бонинский, разделенные разломной зоной тектонической линией Софуган.

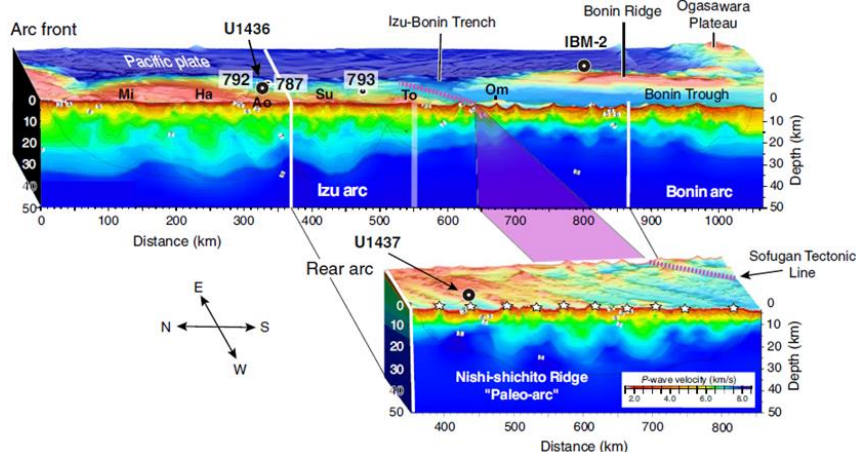
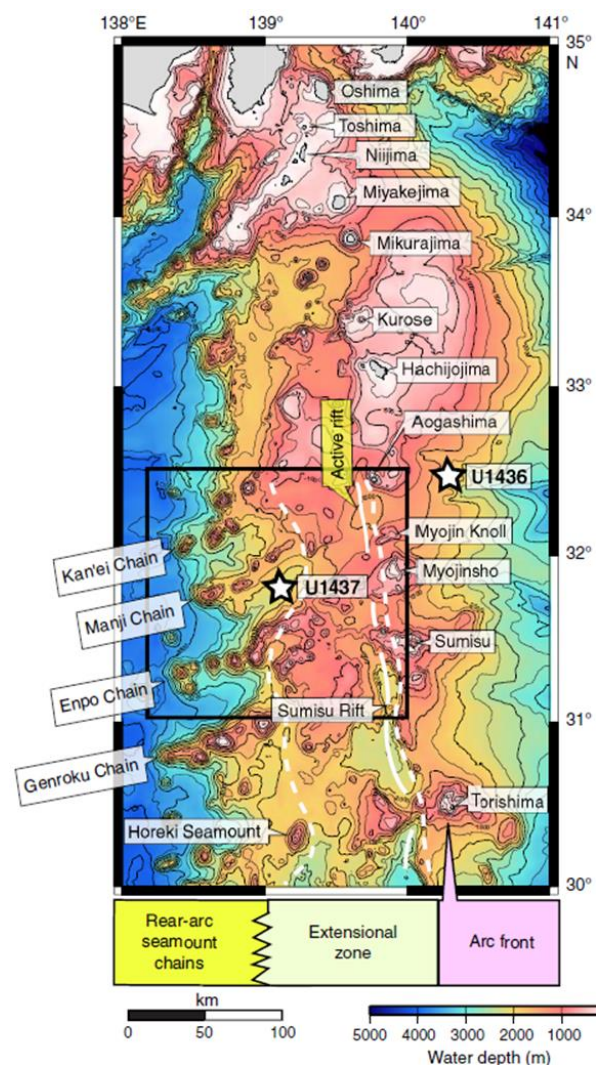


Рис. 1. 438. Широкоугольный сейсмический профиль, показывающий толстую среднюю кору ниже фронта дуги и вдоль хребта Ниши Шишито. Слои 6,0-6,8; 7,1-7,3 и 7,8 км/сек соотносятся со средней нижней корой и мантией, соответственно. Хребет Ниши Шишито интерпретируется, как палеодуга, которая отделена косым рифтингом от фронта дуги, которая расширялась в направлении параллельном тектонической линии Тофуган, границей между дугами Идзу и Бонин. Доминирующие четвертичные базальтовые вулканы во фронтальной части дуги Mi = Miyakejima, Ha = Hachijo-jima, Ao = Aogashima, Su = Sumisu Caldera. To = Torishima; олигоценные андезитовые вулканы восточной части фронта дуги.

Скважина U 1437 вскрыла разрез в интервале 0-1806,5 м. Разрез представлен преимущественно туфогенными



илами, аргиллитами с прослоями вулканокластических слоев. Неконсолидированные осадки – туфогенные илы, с подчиненными интервалами мафических пеплов; в то время как консолидированные осадки сложены варьирующими пропорциями туфогенных аргиллитов, туфов, лапиллиевых туфов, туфо-брекчий и вулканических брекчий. В разрезе выделены 7 пачек. Верхние 1300 м скважины представлены тремя пачками туфогенных илов – аргиллитов с прослоями вулканокластических интервалов (пачки 1, 3, 5) и двумя пачками

Рис. 1. 439. Вулканотектонические домены дуги Идзу. Фронт дуги, рассматриваемый так же, как вулканический фронт, четко определяется линией, сформированной крупнейшими вулканами, включающими вулканы островов. Широкий регион позади фронта дуги, который подстилается корой дуги, считается тыловой дугой (rear arc), западнее которой располагается бассейн Шикоку, подстилаемый океанической корой. Тыловая дуга разделяется на три тектонические зоны с запада на восток, также от древнейшей к молодой – (1), цепь симаунтов тыловой дуги (~100 км длиной; ~17,3 млн. лет), которая расширяется к востоку и заполнена базальтами и риолитами; (2) зона расширения шириной ~100 км и возрастом <3 млн. лет, закрывающая восточную половину тыловой дуги цепью симаунтов и бимодальными вулканитами; (3) активный рифт, узкая зона расширения, серия север-юг – рифтовых бассейнов, размещенных непосредственно за фронтом дуги, также с бимодальным вулканизмом. Магматизм активного рифта и зоны расширения относится к «рифтовому типу». Магматизм симаунтов тыловой дуги относится к тому же типу магматизма.

с доминирующими вулканокластическими интервалами (пачки 2,4). Вулканокластические слои становятся доминирующими и обломки крупнее в нижних 500 м (пачки 6,7). Пачка 6 интродуцирована риолит-дацитовым потоком – 1,2 м, обозначающими начало вулканического основания.

Магматическое тело основания мощностью 1,21 м образовано внутри пачки 6. Нижний контакт тела – перитовый лапиллиевый туф с апофизами, позволяет предполагать, что лапиллиевый туф не был консолидирован, когда происходило становление магматического тела – кварц-амфибол-полевошпат порфириового риолита-дацита. Авторы считают, что седиментация в районе скважины сопровождала синхронные проксимальные и дистальные вулканические события, отлагавшие пепел. Древнейшие породы скважины древнее 9 млн лет. Мощные мономиктовые андезитовые лапиллиевые туфы и брекчии пачки 7 интерпретируются, как гиалокластические отложения. Обломки и матрикс, возможно, отлагались очень близко от вулканического источника, возможно, субмаринных андезитовых лав или неглубинных интрузий. Андезитовый вулканизм датируется временем около 9 млн лет. Синхронно с вулканизмом формируются и отложение доминирующих полимиктовых лапиллиевой размерности вулканокластитов и гемипелагических осадков (пачка 6). Вулканические пачки, возможно, транспортировались и отлагались из гравитационных, плотностных течений, несущих детритус от симаунтов, окружавших бассейн. В пачку 6 интродуцировали кварц – порфириовые риолит-дацитовые массы, датированные возрастом 13,6 млн лет. Продолжалось отложение преимущественно туфогенных аргиллитов, прерывавшиеся образованием гравитационных течений (пачка 4). Редкие фрагменты раковин в пачке 4 предполагают существование недалеко расположенных островов во время 62-7,5 млн лет. Эти течения отлагали только грубозернистые туфы и полимиктовые брекчии, формировавшиеся на склонах, ограничивающих бассейны симаунтов. В интервале 6,2-5,3 млн лет гемипелагическая седиментация преобладала в первой половине пачки 3

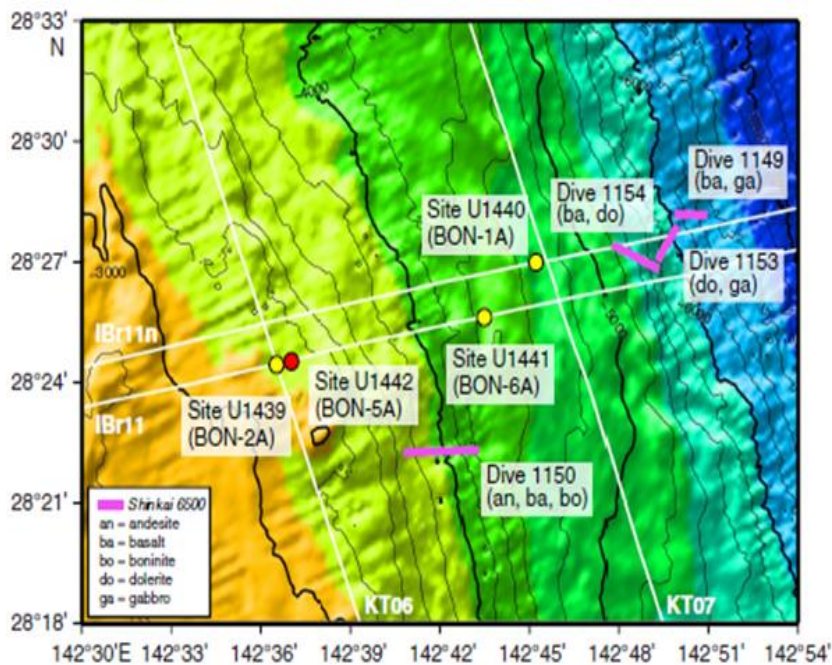


Рис. 1. 440. Место заложения скв. U1442. Материалы этого драгирования показаны на рис и означают, что в основании изученной части склона драгированы базальты, долериты и габбро. В верхней части склона Dive 1150 драгированы андезиты, базальты и бониниты, и еще выше по склону скважинами вскрыты преобладающие бониниты.

(5,3-4,4 млн лет). Интенсивность вулканизма снизилась, что отражено в тонких слоях туфов, а пепел отлагался в смеси с гемипелагическими илами. В верхней части пачки 3 субмаринные обломочные потоки, частично дезинтегрированные оползневыми движениями, отлагали обломочные отложения – продукты обломочных потоков от проксимальных субмаринных вулканов. Гемипелагическая седиментация резко сменилась периодом эксплозивного вулканизма (4,3 млн лет) отложением обогащенных пемзой туфов, лапиллиевых туфов и лапиллиестоунов (пачка 2). Вулканизм резко прекратился с возвращением доминирующей гемипелагической седиментации, которая временами прерывалась пепловыми

проксимальными, медиальными и дистальными вулканическими интервалами (пачка 1). Выделяются три периода вулканической активности 2,0-2,2; 3,1-3,2 и 4,3-4,7 млн лет; уменьшение вулканической активности в плиоцене-квартере – 1,8 млн лет и уменьшение скорости седиментации 205 до 118 м/млн лет.

Рейс 352. Идзу-Бонинская дуга. Преддуговая часть. Кроме бурения было проведено глубинное драгирование преддуговой островодужной части склона ОД.

В нижней части разреза скважины выделены: миоцен – обогащенный нанофоссилиям ил и глина с вулканокластическими алевритами и прослоями песков. Прослой диспергированных пепловых слоев с коричневым стеклом и вулканическими литическими обломками. Обломки: плагиоклаз, кварц и пироксен; олигоцен – песчанистый, алевритистый и глинистый нанофоссильный ил и мелкозернистый нанофоссильный песок. Породы более литифицированы и переходны к нанофоссильному мелу. Осадки содержат прослой вулканокластического песка или песчаника.

Верхняя часть изверженного основания включает пять сравнительно крупных менее 5 см обломков и значительно большее количество более мелких – менее 1 см измененных экструзивных изверженных пород – субокруглых и покрытых коркой марганцевых оксидов (менее 3 мм). Матрикс обломков розоватый, известковистый материал песчанистой глины, отчетливо отличающийся от вышележащего нанофоссильного мела. Изверженные породы основания в верхней части представлены, обогащенной марганцем, осадочным слоем. Верхняя часть представлена также брекчией – подводный коллювий. Оба разреза в скважине содержат разломные зоны с катаклазитами. В разрезе выделяются четыре изверженные пачки. Все литологические пачки скважины представлены бонинитами. HSB – высококремнистые бониниты характеризуются фенокристами ортопироксена (энстатита или клиноэнстатита) и оливина, иголочками ортопироксена и авгита. Для них характерно высокое содержание в основной массе хрома и низкое – титана.

LSB – низкокремнистые бониниты содержат в основной массе авгит и немного фенокрист авгита (в ядре есть или нет ортопироксен). Пачки, выделенные в составе разреза, представлены резким изменением петрохимических характеристик, состава фенокрист и основной массы. Выделенные субпачки представлены изменениями в эруптивной природе – от гиалокластитов до подушечных лав или массивных лав.

Степень изменения гиалокластитов исключительно разнообразна, доминируют глинистые минералы группы смектита – монтмориллонит и сапонит. Также изменены фенокристы в зеленый или коричневый смектит.

Кониал симаунт. Геодинамически и петрологически представляются более чем интересными сведения, полученные в процессе бурения серии скважин в преддуговой части Идзу-Бонинской дуги, в системе конических симаунтов, сложенных серпентинитовой, пелитовой массой, иногда называемой «грязью» Принципиальные задачи, поставленные перед исследователями рейса 125, были следующими:

1) образование и эволюция преддуговых террейнов путем бурения серии скважин через осадки в основание Марианской и Идзу-Бонинской преддуговых бассейнов – скв. 782, 785, 786 и в прилегающих к серпентинитовым симаунтам Марианского преддугового региона – скв. 778 до 781 и в Идзу-Бонинской ниже-склоновой террасе – скв. 783 и 784;

2) обезвоживание (Dewatering) субдуцируемой литосферы – исследование непосредственно из сопоставления коры преддуговых бассейнов, прямой анализ флюидов, химических выделений и метаморфических пород из серпентинитовых симаунтов.

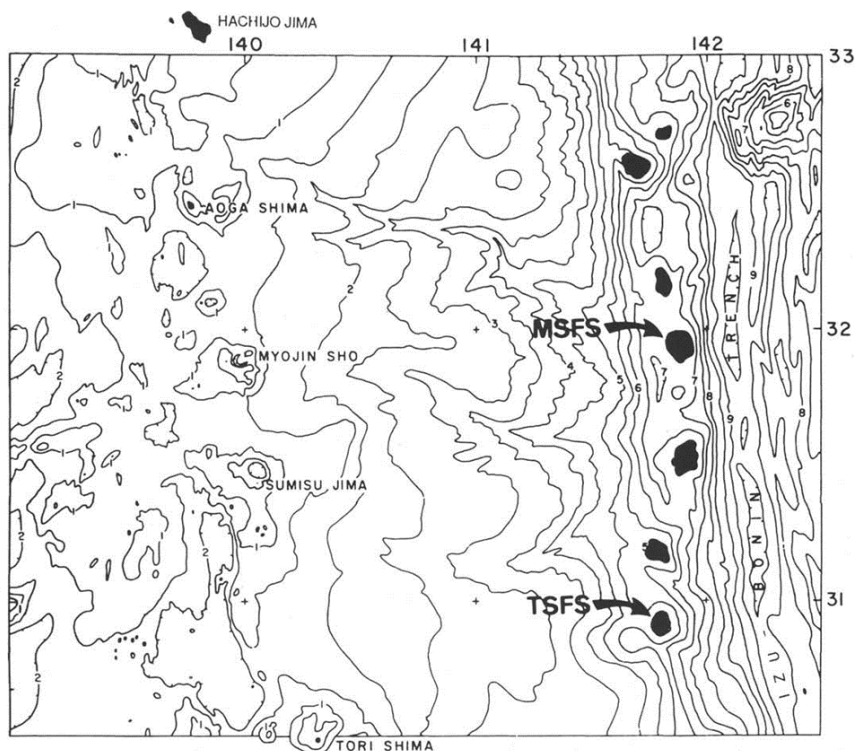


Рис. 1. 441. Батиметрическая карта Nachijojima and Torishima регионов, с показом нескольких конических поднятий или преддуговых симаунтов TSFS = Torishima Forearc Seamount and MSFS = Myojin-Sho Forearc Seamount.

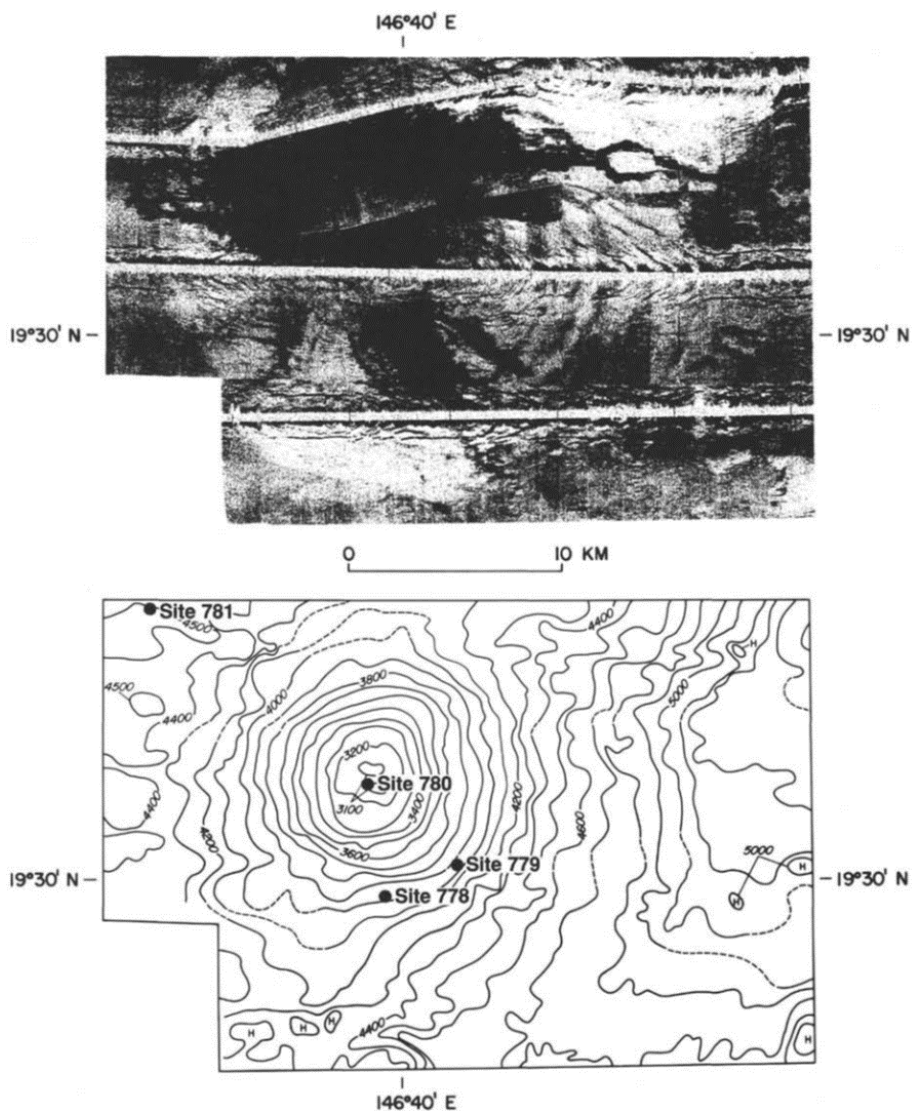


Рис. 1. 442. Батиметрическая схема подводной горы Conical Seamount в преддуговой Марианской части с размещением скв. 778-782 и прилегающим распространением поверхностных потоков путем бокового сканирования. Батиметрия в метрах.

Conical Seamount – крупная подводная гора, сформированная протрузией холодного не консолидированного серпентинитового грязевого и обломочного потока, сформированного вертикальной тектонической активностью. Драгирование флангов подводной горы показало присутствие серпентинизированных гарцбургитов. Серпентинизированные дуниты, метаморфизованные габбро и базальты были обнаружены в других симаунтах преддуговой части Марианской дуги. Подводная съемка и батиметрия Конической горы показали форму извилистых потоков, образованных на флангах горы. Коническая гора имеет концентрические хребты и радиальные трещины. Подводное изучение с обитаемого аппарата Алвин показало, что потоки сложены не консолидированной серпентинитовой грязью, вмещающей обломки серпентинизированных ультрамафитов и метаморфизованных мафических пород, аутигенных карбонатов и силикатных минералов. Вблизи вершины одной из таких гор сформированы структуры, подобные каминам с возрастом менее 150 лет и сложенные карбонатом и силикатом, опробованных Алвином. В процессе опробования силикатного камина холодные флюиды просачивались из многочисленных ответвлений камина. Флюиды, ассоциированные с каминами, уникальны по составу среди океанских флюидов и указывают на их глубинный источник. Небольшие гастроподы и бактериальные маты собраны с каминов. Разломы преддугового региона частично контролируют размещение Марианских преддуговых серпентинитовых симаунтов. Сейсмические профили показывают, что Коникал Симаунт размещен на пересечении двух разломных зон. Формирование таких разломов связывают с процессами растяжения. Драгированные образцы из стенки высотой 2 км Коникал симаунта включают различные мафические породы, островодужные толеиты, бониниты, щелочные базальты и базальты MORB. Серпентинитовый грязевой вулкан и ассоциированные флюиды генерировались на больших глубинах и подтверждают механизм потока флюидов из субдуцируемой литосферы сквозь внешнюю часть преддугового региона. Восходящие циркулирующие флюиды могут быть объяснены дегидратацией погружающегося слэба и перемещением больших объемов флюидов через метаморфические толщи преддугового региона.



Рис. 1. 443. Придонная фотография области обнаженного серпентинитового потока с многочисленными обломками метаморфизованных пород, внедренных в поток.

Скв. 780 расположена на запад-юго-западной стороне вершины Коникал симаунт. Положение скважины выбрано на основании наблюдений с подводного обитаемого аппарата Алвин на том основании, что эта область покрыта тонким слоем осадков и характеризуется активным вентингом флюидов и отложением материала из растворов. Пробурено четыре скважины, наиболее глубокая из которых достигла глубины 163,7 м. Выделены две главных литологических пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-3,5 м) – плейстоцен? - голоцен? Песчано- и алевролитисто размерные серпентины с редкими интервалами, обогащенных фораминиферами, серпентиновых глин и серпентиновых алевролитистых глин.

Пачка 2 – (интервал 14,0-163,5 м) – интервалы серпентинизированных ультрамафических пород в матриксе песчаных, алевритистых и глинистых серпентинов. Отсутствуют различия в составе обломков таких же, как в скв. 778 и 779, но в матриксе характерно присутствие иголок арагонита – аутигенный рост после образования серпентина. В отличие от флангов симаунта, здесь распределение обломков хаотично и отсутствуют текстуры полосчатости и рассланцевания, и эти образования рассматриваются здесь, как продукты апвеллинга серпентинитов. Обломочный материал представлен преимущественно гарцбургитами и дунитами. Гарцбургиты состоят из оливина – 75-90%, ортопироксена – 10-25%, хромовой шпинели – до 2% и клинопироксена – до 2%. Размер зерен в гарцбургитах 1-4 мм; степень серпентинизации различна от 50 до 100%, серпентин-хризотил и бастит, присутствуют также антигорит и брукит. Серпентинизированный и тектонизированный дунит иногда переходит в гарцбургит. Состав: оливин – 90-99%, ортопироксен – 1-9%, шпинель – следы до 1%. Серпентин-хризотил иногда антигорит и брукит. Другие минералы - магнетит, который замещает хромовую шпинель, хлорит. Глина - по серпентину и тальк. Встречены единичные обломки осадочных пород – мягкие, обогащенные глиной, глинистые алевриты с фораминиферами и радиоляриями, и белыми карбонатными жилками.

Смешение с морской водой имело место на вершине симаунта, не происходило с глубиной, а только в приповерхностной части. Модель образования симаунта – диапировая интрузия различно серпентинизированных обломков с низкоплотностным пластическим матриксом. Отсутствие деформаций в серпентинитовом матриксе на вершине симаунта контрастирует с текучим матриксом в основании горы на ее флангах и показывает, что деформации, здесь на флангах, результат поверхностного или близ поверхностного течения вслед за диапировой интрузией.

Данные изотопии стронция из интерстициальных вод, просачивающихся через не консолидированные серпентиниты – необычный тип субстрата Марианской и Идзу-Бонинской преддуговых симаунтов, которые ранее не были изучены в программах DSDP и ODP. Текстуры и состав некоторых серпентинитовых образований Коникал Симаунт, размещенных в Марианской дуге, показывают их образование из низко вязких холодных гравитационных потоков, которые никогда не были ни осадочными, ни изверженными породами. Стронциевые изотопные отношения интерстициальных вод из неконсолидированных серпентинитов варьируют от 0,70912 до 0,70525 с трендом к сравнительно менее радиогенным составам с увеличением субдонных глубин. Эти стронциевые отношения зависят от двух источников - от морской воды и изверженных пород. Стронциевые тренды, возможно, результат диффузного транспорта из изверженного источника на глубине внутри литосферы, который может быть контаминирован субдуцируемыми осадками.

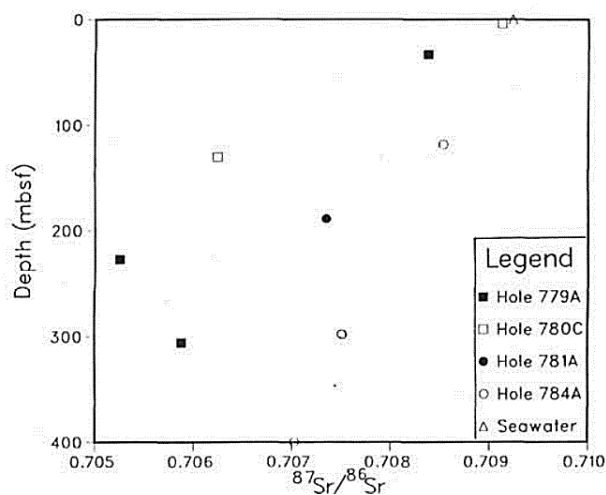


Рис. 1. 444. Компиляция стронциевых изотопных отношений (см. условные обозначения во врезке).

Скв. 786 расположена в центре Идзу-Бонинского преддугового бассейна в 120 км восточнее активного вулкана Муоџин Шо. Стратиграфически разрез скважины разделен на 4 пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-83,6 м) – ранний плейстоцен-средний миоцен – представлена нанофосильным мелом и глиной.

Пачка 2 – (интервал 83,46-103,25 м) – поздний олигоцен-средний эоцен – нанофосильные доломит и глина. Прослой пепла и минеральные фрагменты.

Пачка 3 – (интервал 103,25-124,90 м) – средний эоцен-вулканокластические брекчии. Пачка 4 – (интервал 124,9-166,5 м) – вулканокластические и осадочные брекчии, витрические аргиллиты и песчаники, лавы, дайки и пирокластические потоки. Перерывы между средним миоценом и поздним олигоценом. Изверженное основание: массивные и брекчированные потоки, пепловые потоки с переслаивающимися осадками. Пиллоу лавы в верхней части, дайки и силлы – в нижней. Типы пород: высокомагнезиальные базальты, бониниты, базальты, андезиты, дациты и риолиты.

Деплетированные шпинелевые перидотиты выбурены в двух серпентинитовых симаунтах Корникал Симаунт в Марианском преддуговом бассейне (скв. 778-780) и Тоишима преддуговом бассейне (скв. 783-784) в Идзу-Огасвара преддуговой части. Гарцбургиты преобладают среди выбуренных образцов с подчиненными дунитами. Лерцолиты не были обнаружены. Диопсид в гарцбургитах или не обнаружен, или присутствует в количестве от 0% до 2%. Шпинель гарцбургитов хром обогащенная ($Cr/[Cr + Al] = 0,38-0,83$; $Fe^{3+}/[Fe^{3+} + Cr + Al] = 0,01-0,07$). Оливин и ортопироксен – магнезиальные ($Mg\# = 0,92$). Дискретные диопсиды экстремально деплетированы ЛРЗЭ. Первичная роговая обманка встречается редко. Главные элементы показывают низкие средние содержания TiO_2 (следы), Al_2O_3 (0,55%) и CaO (0,60%), но высокое $Mg\#$ (0,90). Эти породы более деплетированы, чем абиссальные перидотиты СОХ, они являются реститами экстенсивного плавления (= 30%), в процессе генерации островодужных магм, включая бониниты или островодужные толеиты.

Островная дуга Тонга-Кермадек. хема распределения структур рассматриваемой ОД, показывает знаковые различия в «архитектуре этой ОД, в отличие от ранее рассмотренных и расположенных севернее Марианской и

Идзу-Бонинской ОД. В отличие от последних, строение дуги Тонга-Кермадек – линейно. В то же время дуги Марианская и Идзу-Бонинская характеризуются в задуговой части ортогональным размещением двух типов базовых структур – хребтов и бассейнов. Если хребты Марианской дуги расположены в задуговом пространстве конформно с простираем внешней части дуги – хребты Кюсю Палау и Паресе-Вела, то здесь располагаются хребты ортогонально – Дайто и Оки Дайто. Структуры дуги Тонга-Кермадек на значительном пространстве имеют конформное север-северо-восточное простираем – как внутренние, так и внешние хребты – хребты Тонга и Лау, и располагающийся между ними бассейн Лау, и сопредельная с ним дуга Тофуа. Лишь в северной части ОД ее простираем сменяется на отчетливо северо-западное – хребет Пегги. Так же, меняется и простираем ОД и глубинного желоба. Принципиальным отличием ОД Тонга-Кермадек, от ранее рассмотренных ОД является

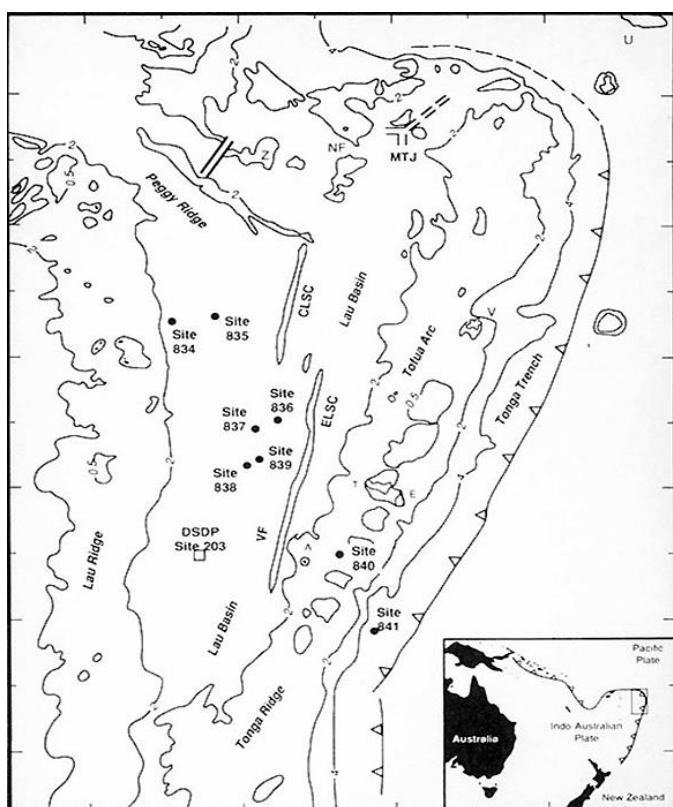


Рис. 1. 445. Схема расположения скважин рейса 135.

присутствие в структурах ОД вулканитов кислого состава. Рассмотрим далее материалы бурения по типовым структурам ОД.

Рассмотрим вначале результаты бурения в бассейне Лау, в его северной части.

Скв. 835А. Глубина 2916. 5 м. Осадочное основание вулканические аргиллиты – поздний плиоцен. Вулканическое основание – базальт. Вскрыто 155. 1 м глинистых нанофоссильных илов, турбидитовых фораминиферовых песчаников и илов, грязеобломочных конгломератов и глинистых нанофоссильных смешанных осадков. Периодически эти пачки чередуются с эпикластическими витрическими вулканическими аргиллитовыми слоями, которые, более обычны, ниже 130 м. Возраст осадков варьирует от голоцена до позднего плиоцена. Скв. 835 содержит более значительное количество переотложенного материала, включая глинистые конгломераты мощностью несколько метров, которые перекрываются также мощными отложениями турбидитов. Также в скв. 835 содержится, по сравнению со скв. 834, большее количество пеплового материала. Базальты вскрыты в скв. 835 на протяжении 8,7 и 27,5 м керна. Базальты – порфиоровые миндалекаменные с увеличением степени кристалличности вниз по разрезу. Миндалины составляют от 8 до 35%. Гало изменений проявлено в виде периферических кайм и по трещинам. Фронт, измененных пород, фиксируется сменой их окраски от желто-коричневой к цвету «загара» в менее измененных породах. Изменения – результат окисления и замещения пород глиной, гидроокислами железа и марганца.

Скв. 836. Глубина 2466 м. Осадочные породы основания: витрические аргиллиты – средний плейстоцен. Вулканическое основание – базальт. Скважина размещена в 220 км к западу от хребта Лау и в 48 км от восточного срединного центра. Скважина расположена в пределах небольшого удлиненного осадочного бассейна длиной 20 и шириной 5 км, ограниченного изобатой 2400 м.

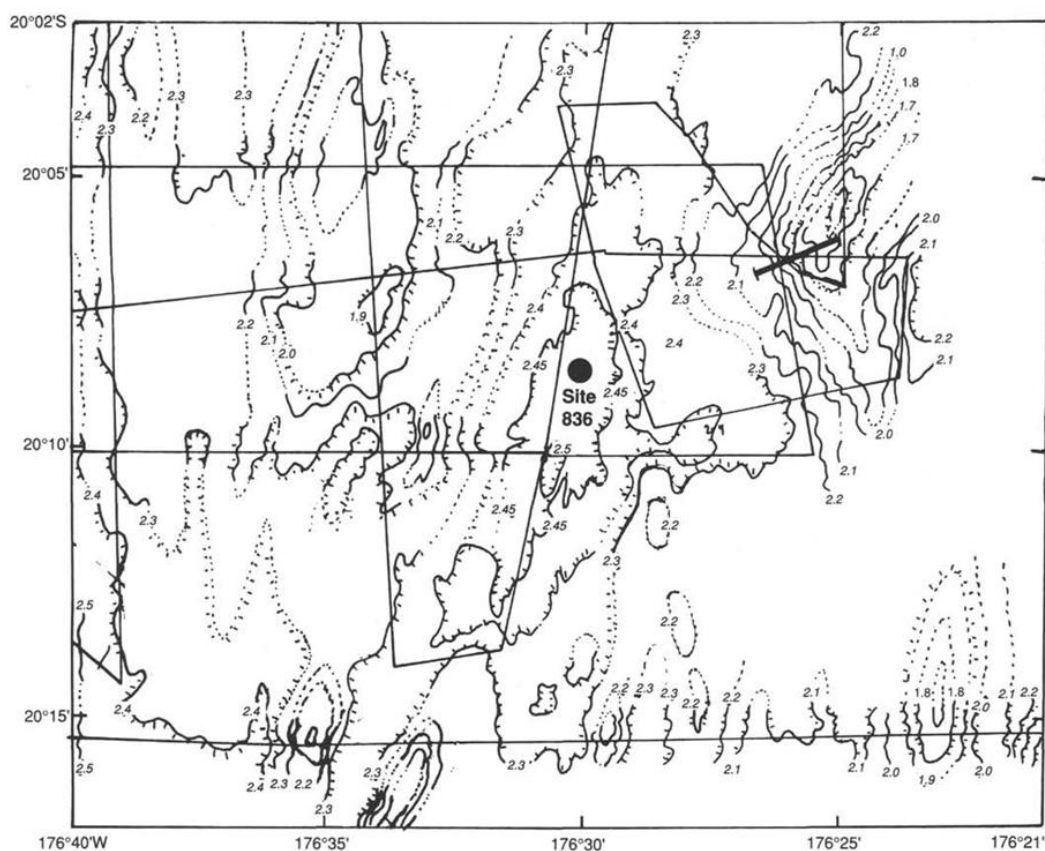


Рис. 1. 446. Батиметрия района заложения скв. 836 в западной части бассейна Лау. Контуры глубин в тыс. метров.

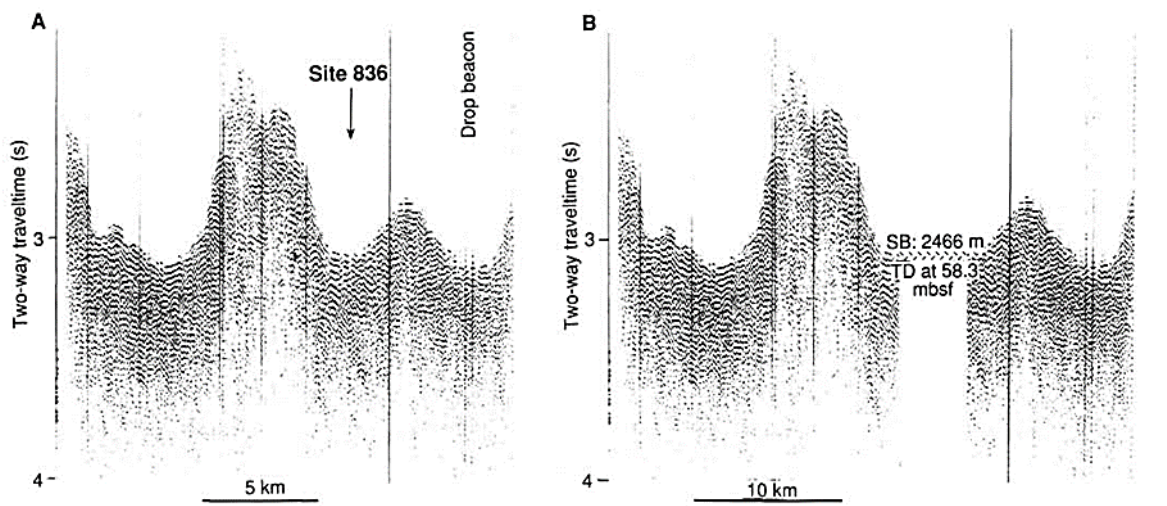


Рис. 1. 447. Сейсмический профиль района заложения скв. 836.

Этот бассейн один из многочисленных линейных депрессий, ограниченный хребтами, которые интерпретируются, как горсты, разделяющие грабены и полуграбены. Хребты имеют северо-западное простирание и являются частью эшелонированной системы хребтов. Максимум глубины в центре бассейна скв. 836 – 2500 м. Всего пробурено 20,8 м, верхние 12 м которых представлены гемипелагическими отложениями темно-коричневых и коричневых нанофоссильных илов, чередующихся с вулканокластическими осадками, содержащими до 25% обрывков стекла состава андезибазальтов. Петрохимия и геохимия изверженных пород скв. 836 показали, что они представлены базальтами, андезитовыми гиалокластитами более эволюционировавшими, чем породы скв. 834 и 835. Среднеплейстоценовый возраст основания разреза определен по фораминиферам и известковистым нанофоссилиям. Тонкий – 20 м – осадочный покров показывает, что процессы осадконакопления ассоциированы с придонными течениями в узких бассейновых трогах север-северо-восточного простирания.

Скв. 839 расположена в центральной части бассейна Лау, рельеф которой выглядит как серия, кулисообразно располагающихся изолированных бассейнов, пространства между которыми заполнено непротяженными разрывными нарушениями.

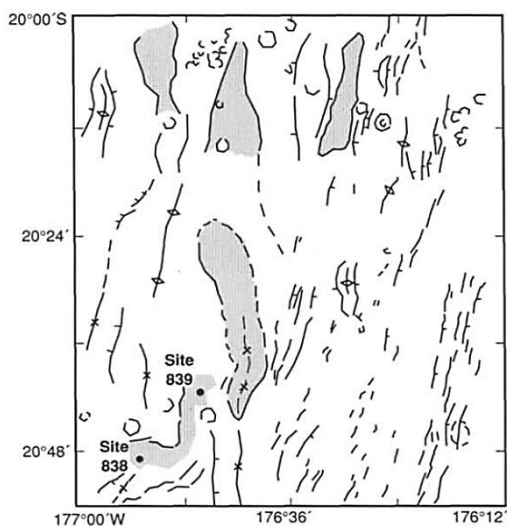


Рис. 1. 448. Схема морфологических и тектонических особенностей района скв. 839. Точечные контуры – плоско залегающие осадки вне участков разломов.

Плейстоцен – темно-желто-коричневые нанофоссильные илы с тонкими прослоями витрических песков. Средний плейстоцен-поздний плиоцен – отличается от пачки 1 высоким содержанием вулканокластического материала, а также наличием прослоев вулканического гравия. Надбазальтовая пачка 3 – нанофоссильные глины, глины, песок и вулканический гравий. Непосредственно выше базальтового основания залегает нормально слоистый очень темно-коричневый слой глин и алевритов с нанофоссилиями, которые вниз, к основанию разреза, сменяются темно-коричневым глинистым нанофоссильным мелом. Встречены прослои (29 см) внутри песков полимиктовой брекчии, содержащей угловатые обломки измененных базальтов (миндалекаменных) в витрическом песчаном матриксе.

Наиболее глубокие отложения в разрезе пачки 3 – глинистые нанофоссильные илы с фораминиферами, расположенные между базальтовыми потоками.

Основание представлено базальтами и андезибазальтами. Наиболее верхняя изверженная пачка 1 (42 м) представлена афировыми базальтами и перекрыта осадками позднего плиоцена. Пачка 2 – андезибазальтов – отделена от пачки 1 осадками верхнего плиоцена. Пачка 3 – порфиновые оливиновые базальты. Граница верхней пачки базальтов с верхнеплиоценовыми осадками предполагается осадочной. Базальты высокоминдалекаменные (20 – 40%). Изменения пород пачки 1 – от слабых к средним – базальты серо-коричневые – ранняя стадия изменений ассоциируется с развитием гидроокисно-железной окраски, замещением мезостазиа желто-коричневой глиной и цеолитами. Отмечается, что такого рода изменения типичны только для пачки 1, для которой характерно также увеличение содержания рубидия.

В разрезе скв. 839 выделена нижняя пачка 9, сложенная серией потоков высоко порфировых клино – ортопироксен – плагиоклазовых андезибазальтов, подобных современным лавам дуги Тофуа. Лавы пачки 9 высокоминдалекаменные. Пачка 8 представлена одним образцом высоко порфирового клинопироксен-оливинового базальта, петрографически эквивалентного пачкам 3 и 6. Пачка 7 представлена только двумя кусками двупироксен-плагиоклазового базальта, петрографически идентичного пачкам 2,5 и 9. Пачка 6 – высоко миндалекаменные средне порфировые клинопироксен-оливиновые базальты. Пачка 5 – миндалекаменный средне порфировый ортопироксен- клинопироксен плагиоклазовый андезибазальт, идентичный породам пачки 9. Пачка 4 – оливин-пироксеновые базальты: серия тонких потоков и пиллоу лав сильно миндалекаменных и подобных пачке 9. Пачка 1 – афировые и порфировые клинопироксен-оливиновые базальты с полнокристаллической или диабазовой структурами.

Строение разреза южной части бассейна Лау проведено в **скв. 203** рейса 21. Глубина 2720 м. Проходка 409 м. Скважина расположена в пределах западной части бассейна Лау. Расположенный западнее хребет Лау не показывает признаков современной вулканической активности и не может являться источником вулканического материала скв. 203. Наоборот, западная сторона хребта Тонга, к востоку бассейна, характеризуется серией активных вулканических островов и подводных вулканов. Линия разграничения этих участков проходит в 150 км восточнее скв. 203. Вулканы хребта Тонга – андезибазальты, андезиты и дациты; базальты отсутствуют.

Скв. 840. Глубина 745,5 м. Скважина расположена на юге Центральной платформы, которая располагается в осевой части хребта Тонга в 45 км восток-северо-восточнее острова Ата и в 130 км юго-юго-западнее островов Тонга Тапу и Эуа. Скважина расположена на западном фланге платформы, протягивающейся на 60 км по изобате 1000 м. Хребет Тонга существует с эоцена. Осадочные отложения, вскрытые скв. 840, датированы от голоцена до позднего миоцена. От основания океанического дна до 109,98 м – представлена нанофоссильными илами с витрическими глинами, витрическими песками и пемзовым гравием. Далее вниз по разрезу – доминирует нанофоссильный мел и пемзовый гравий с витрическими аргиллитами и витрическими песчаниками. Выделены три осадочных цикла от пемзового гравия в основании до нанофоссильного мела. Основание разреза – ранний-средний плиоцен – усиливается эффект вулканизма: пепловых слоев больше, чем наноилов. В верхней части керна – неконсолидированный черный песок, обломки стекла, плагиоклаза и пироксена. Внутри пеплового прослоя два булыжника округлых высоко миндалекаменного базальта. Округлость – результат абразии, свидетельство близкой вулканической активности в мелководных условиях. Базальты высоко изменены.

Скв. 205 рейса 21 заложена западнее хребта Лау на сравнительно плоском основании южного бассейна Фиджи – серия холмов со сравнительно тонким осадочным покровом. Холмы ориентированы в направлении сходном с направлением хребта Лау. Основание разреза середина позднего олигоцена – нанофоссильный ил с обрывками стекла, мел и известняк с прослоями витрического пепла или туфа. В основании в контакте с базальтами – известняки ожелезненные. Середина олигоцена – миндалекаменный базальт.

Еще дальше к западу **скв. 207** рейса 21 расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. В регионе, окружающем скважину, склон морского дна полого погружается к югу. Здесь пачка 2 – (интервал 142-309 м) – средний миоцен-палеоцен – фораминифер-нанофоссильные илы, глинистые микрофоссильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями илами. Радиолярии и спикулы губок. Фрагменты кремней. Возрастает вниз количество глинистых минералов, появляется глауконит. Ниже по разрезу вскрыты отложения маастрихта – глауконитовый аргиллит, песчаник в основании. Обломочный материал: кварц, калиевый полевой шпат, фрагменты пород, возможно, образованных из плутонических (гранит) или метаморфических пород. Обломки округлые – результат переноса. Основание разреза верхний мел – риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофировых риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Фенокристы кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обычна флюидальность. Потоки витрофировых риолитов, частично фрагментированных. Породы подобны породам пачки 4, но в этой пачке породы сильнее изменены, менее брекчированы и представляют преимущественно лавовые потоки. Локально зерна кварца плавают в глинистом матриксе как реликты. Состав и строения толщ свидетельствуют об их субаэральном образовании. Некоторые породы пачки 4 могут быть определены как игнимбриты. Строение толщи свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма.

По рейсу 21 результаты, свидетельствуют об общем возрастном продвижении в развитии этой части Тихого океана на восток от западной провинции через бассейн Южной Фиджи в бассейн Лау. Это основано на определении возраста витрофировых риолитовых потоков в южной части поднятия Лорд Хауи (92 млн. лет.), далее к олигоценовому возрасту для образования юга бассейна Фиджи и поздне миоценовому времени открытия бассейна Лау. Кроме того, признаки более высокой частоты вулканизма обычно более молодого перемещаются на восток, и только восточные районы свидетельствуют об основном вулканизме.

Основной тип осадков, который вскрыт в скв. 840, может интерпретироваться как карбонатная платформа с незначительным количеством вулканического материала. Вскрыты, в основном, миоценовые турбидиты с очень большим вкладом вулканического материала. Текстуры осадков и многочисленные относительно тонкие слои турбидитов означают, что участок был расположен на дистальном окончании осадочных отложений, сформированных из какого-то бывшего вулканического сооружения на хребте Лау до рифтинга бассейна Лау. В основании разреза присутствуют вулканокластические брекчии и конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются турбидитовыми витрическими песчаниками, указывающими на переход от проксимального к более дистальному источнику. Это понижающееся укрупнение осадка предполагает либо то, что вулканическая активность у источника уменьшалась со временем или, что локус вулканизма отступил на запад, тем самым уменьшив градиент до депоцентров. Плиоценовая и более ранняя скорость седиментации заметно меньше по сравнению с миоценом. Резкое снижение скорости осадконакопления в раннем плиоцене не удивительно, поскольку данные свидетельствуют о том, что первые стадии разрушения сплошности коры в процессе образования бассейна Лау, должны были быть около 5,6 млн лет или раньше. Важно отметить, что так же, как в Идзу-Бонинской и Марианской ОД базовым элементом осадочного разреза являются карбонатные породы, сочетающиеся с вулканомиктовыми породами, по мере омоложения вулканитов фиксируется снижение количества РЗЭ при сохранении характера их распределения. В наиболее молодых андезибазальтах довольно отчетливо проявляется европиевый минимум, возможно, свидетельствующий о взаимодействии базальтового расплава с веществом нижней коры континентов.

И, наконец, **скв. 841** размещена в верхней части склона желоба – западной части желоба Тонга на глубине 4810 м, Скважина находится в 150 км к востоку от вулканического острова Ата и в 235 км юго-восточнее поднятой

коралловой платформы Тонгатапу. Ось желоба Тонга лежит на расстоянии 40 км к востоку от скважины. Скважина расположена на середине островодужного склона на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простираем желоба. Этот небольшой купол – один из нескольких куполов, расположенных на склоне в виде терассоподобных уступов, которые характеризуют внутреннюю западную стенку желоба. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене-раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалиевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. С раннего олигоцена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось реювенацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов. Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Основание разреза – ранний олигоцен - поздний эоцен – известковистые вулканические песчаники с фораминиферами перекрывают риолитовые лавы и пирокластические образования, включающие игнимбриты и спекшиеся туфы. В вулканическом основании вскрыто два главных типа изверженных пород. Девять отдельных небольших тел (дайки, силлы или потоки) андезибазальтов и андезитов верхнего миоцена и основания среднего миоцена вулканокластической серии. Разновидности пород преобладающие плагиоклазовые с меньшим количеством клино- и ортопироксена. Другой главный член пачки - риолитовые породы, включающие лапиллиевые туфы, спекшиеся туфы, туфо брекчии и риолиты. Подобные породы редки во внутриокеанических островных дугах, особенно на ранних стадиях их развития. Подобные породы присутствуют в субмаринных океанических областях на поднятии Лорд Хауи, до раннемеловые риолитовые потоки и туфы были обнаружены в скв. 207. Подобные низкокалиевые риолиты также найдены в Марианской дуге на острове Сайпан. Верхняя пачка представлена серией тонких андезибазальтовых пачек и вулканокластических аргиллитов и песчаников. Выделены девять андезибазальтовых пачек мощностью от 7 см до 18 м. Вторая главная серия - низко калиевые риолиты, риолитовые туфы, брекчии, спекшиеся туфы и лапиллиевые туфы, предположительно субаэрального формирования. Риолитовые породы перекрыты верхнеэоценовыми мелководными известковистыми вулканическими песчаниками. Изверженные породы присутствуют также в виде обломков и бульжников в осадочной брекчии и песчаниках, включающих высоко измененные вариолитовые базальты, риолиты, гранодиориты и тоналиты раннего олигоцена и верхнего миоцена. Риолитовые извержения важны в нескольких аспектах. Их аэральное образование показывает, что эта часть островной дуги располагалась выше уровня моря, когда извергалась и впоследствии погрузилась более чем на 5000 м. Возраст вулканизма неизвестен, но древнейшие осадки, перекрывающие риолитовые вулканические – верхний эоцен. Отсутствие какой либо переработанной фауны и флоры внутри вулканической последовательности, а также отсутствие радиометрических определений древнее чем средний эоцен в любой части хребта Тонга, преддуговой его части и в желобе, все свидетельствует о том, что позднейший эоцен – наиболее приемлемый минимальный возраст риолитового вулканического комплекса.

Мощные высоко кислые эруптивные комплексы необычны для внутриокеанических островных дуг. Такие породы выявлены в Марианском преддуговом бассейне на острове Сайпан, но они более дацитовые и не содержат истинных игнимбритов. Такие породы могут быть представлены риолитовыми комплексами северо-восточной Австралии и на поднятии Лорд Хауи и в Тасмановом море. В скв. 207 поднятия Лорд Хауи 140 м верхнемеловых

(93,7 млн. лет) риолитовых лав были вскрыты бурением и их образование интерпретировалось, как субаэральное или мелководное. Основание риолитовой серии не было достигнуто бурением, но она перекрывалась аргиллитами маастрихт, отлагавшимися в мелководных условиях. Меловые риолиты известны также в Новой Каледонии.

Вулканокластический вклад в суббассейны, в горст-грабенах рельефа западной части бассейна Лау имеет преимущественно местное происхождение. Батиметрические и сейсмические данные подтверждают общее отсутствие взаимосвязи переноса осадков между суббассейнами. Вулканические постройки разделяют суббассейны в самом западном бассейне Лау. Формирование и наполнение грабена диахронно в западной части бассейна Лау. Двукратное подразделение осадочной последовательности установлено во всех западных районах бассейна Лау, между вулканической последовательностью с преобладанием турбидита в нижней части, и преобладающей гемипелагической последовательностью, в верхней части разреза. Время становления турбидитовой последовательности, отличается от суббассейна до суббассейна. Основной этап формирования отдельных грабенов или суббассейнов сопровождается ускоренным притоком осадочного материала в этот конкретный суббассейн, предположительно из-за привноса детрита с соседних поднятий.

Островодужные склоны глубоководных желобов.

Материалы глубоководного бурения по структурам этого типа не очень велики и это в силу естественного ограничения бурения в условиях значительных глубин таких структур. Пожалуй, наиболее изучены бурением мере островодужные склоны Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг.

На рис. 1.449 показано расположение серии батиметрических профилей района Идзу-Бонинской дуги и на следующем рисунке – серия сейсмических профилей с показом расположения типичной скважины 793 островодужного склона, разрез которой приводится далее.

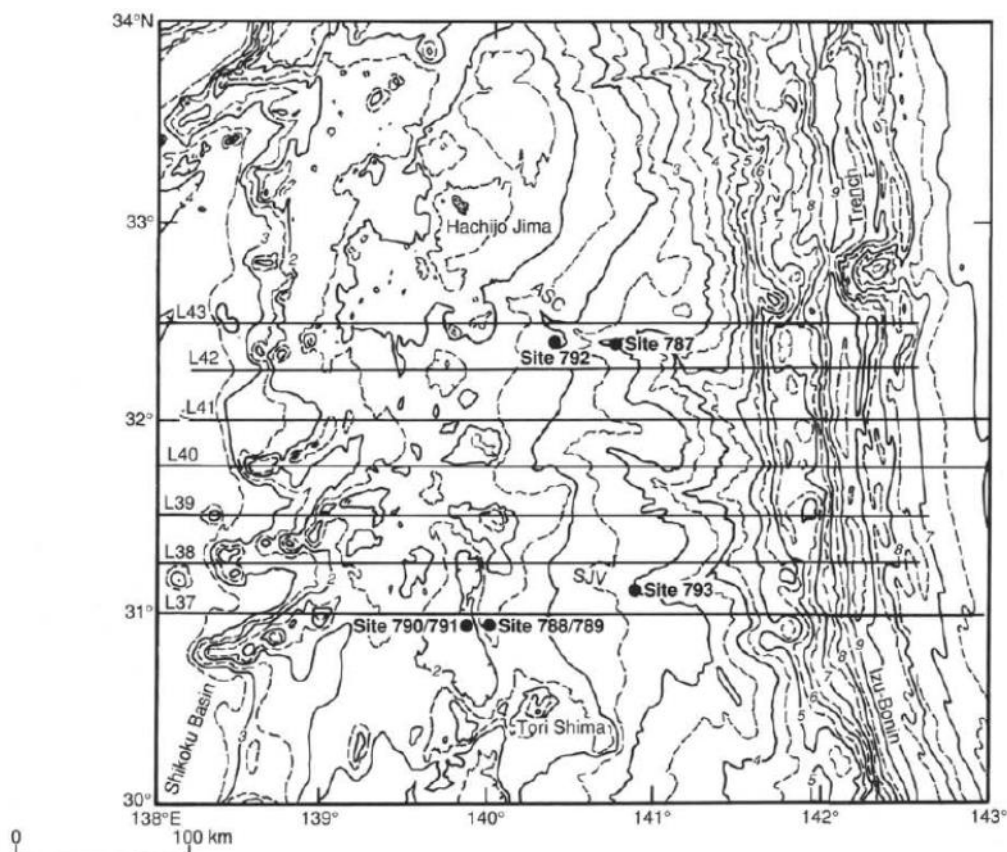


Рис. 1. 449. Батиметрическая карта Идзу-Бонинской дуги от бассейна Шикоку до Бонинского желоба. Показано расположение скважин и сейсмических профилей рейса 126).

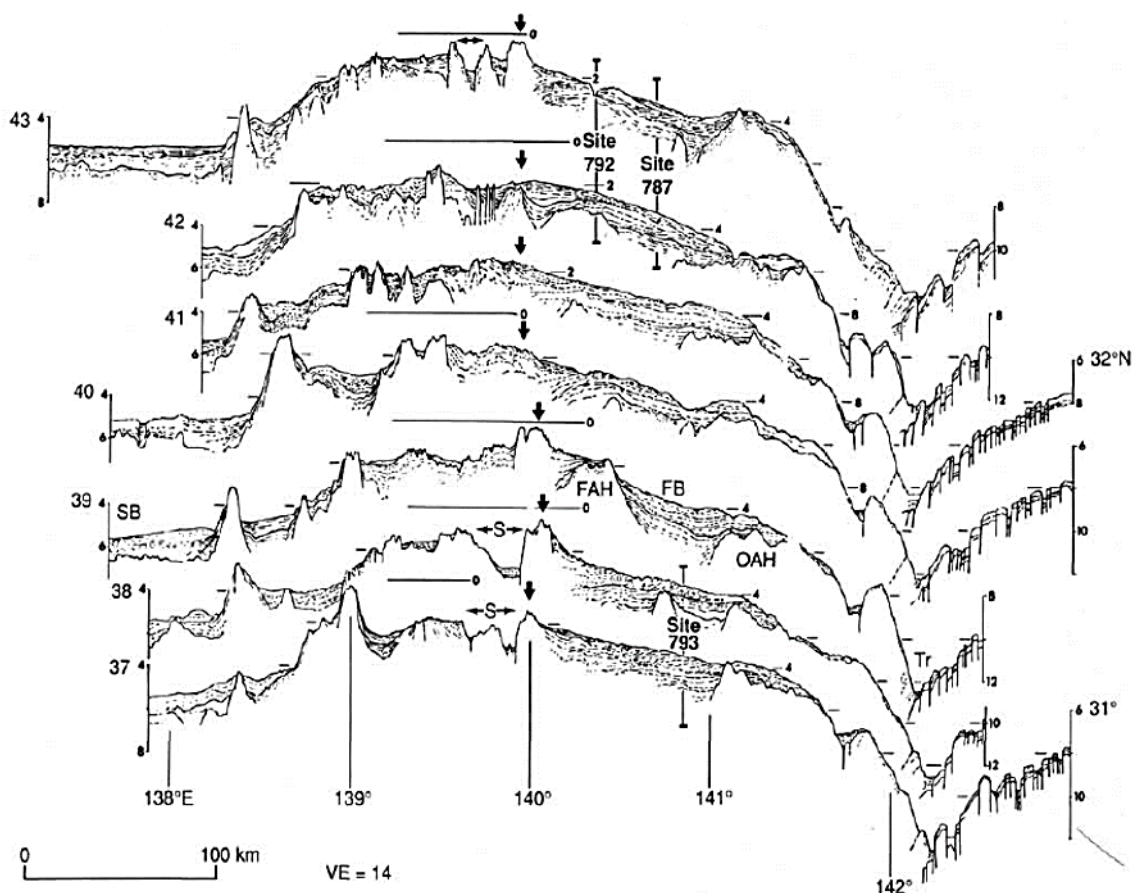


Рис. 1. 450. Сейсмические профили размещения скважин рейса 126. Буквенные обозначения: Tr – желоб; OAH – высокие поднятия внешней части дуги; FB – преддуговой бассейн; FAH- фронтально дуговое поднятие; S – бассейновый рифт; SB – бассейн Шикоку.

Скважина 793 размещена на западном склоне Идзу-Бонинской ОД между о-вами Шумишу Джима и Тори Шима в 125 км западу от оси Идзу-Бонинского желоба. Скважина размещена в пределах внутреннего канала широкого каньона Шумишу Джима. Глубина – 4657 м.

Интервал 0-98,9 м) – четвертичный пемзовый гравий, песчанистый гравий, туфовый песок, глины. Состав: туфовый гравий (71%), песчанистый гравий (15%) с максимальным размером галек до 5 см, глины и песок – 1%. Гравий бесструктурен, плохо отсортирован. От верхней части разреза к его основанию фиксируется изменение цвета пород от зеленовато-серых тонов к светло-красно-коричневым. В породах присутствуют гипсовые нодулы и дендриты окислов марганца. Интервал 586,5-591 м – оливин клинопироксеновый диабаз. Интервал 591-735,7 м – нижний средний миоцен – нанофоссильный аргиллит, витрический аргиллит, и песчаник. 735,7-759 м – нижний миоцен – аргиллиты, нанофоссильные аргиллиты и витрический аргиллит. В нижележащих обломочных породах пачки 5 (ранний – поздний олигоцен) отмечено незначительное количество обломков измененных вулканитов. В этом же горизонте также отмечается интенсивное изменение песчаников и аргиллитов – замещение обломочного материала и цемента глинистыми минералами. В целом, для пачки 4 характерен ярко-красный цвет (окисление) и широкое развитие окислов железа и марганца. Интервал 735,7-759 м – нижний миоцен – аргиллиты, нанофоссильные аргиллиты и витрический аргиллит. В нижележащих обломочных породах пачки 5 (ранний – поздний олигоцен) отмечено незначительное количество обломков измененных вулканитов. В этом же горизонте также отмечается интенсивное изменение песчаников и аргиллитов – замещение обломочного материала и цемента глинистыми минералами. В целом, для пачки 4 характерен ярко-красный цвет (окисление) и широкое развитие окислов железа и марганца. Интервал 1373,1-1403 м – верхний-нижний олигоцен – очень плохо отсортированная вулканическая брекчия с песчаным матриксом и смесь свежих и измененных андезитов. Интервал – основание разреза 1403,9-1678 м – верхний-нижний олигоцен – брекчированные до массивных и подушечных потоков

порфировых и афировых клинопироксен-ортопироксеновых андезибазальтов и андезитов, разделяемых на 17 отдельных субпачек.

Разрез изолированного бассейна на островодужном склоне здесь завершается интенсивно окисленными вулканитами- типично островодужными ассоциациями андезибазальтов и андезитов с признаками экстенсивных окислительных изменений и свидетельствами их формирования в мелководных или субаэральных условиях- присутствие бентических фораминифер и обломков красных водорослей.

Другим типично островодужным примером островодужного склона Марианской ОД может служить пример скважины 460, которая заложена в пределах небольшого осадочного бассейна шириной 1 км расположенного на внутренней островодужной стенке Марианского желоба. только в 23 км от оси желоба и ограниченного разломами. Скважина на 2200 м выше по глубине от оси желоба. Поверхность осадков слабо наклонена к западу по направлению к островной дуге. Скважины 460 и 460а находятся на расстоянии менее чем 300 м друг от друга, но тем не менее имеют различную историю осадконакопления. Глубина 6661,5 м Древнейшие осадочные породы: скв. 460 – чередование известковых и пепловых алевроглин, прослой песчаного и гравийного материала – олигоцен-эоцен; скв. 460А – базальтовый конгломерат с глинистым цементом и ниже гравий вулканических пород и аргиллитов, в кровле обломки базальта – нижний миоцен - верхний олигоцен.

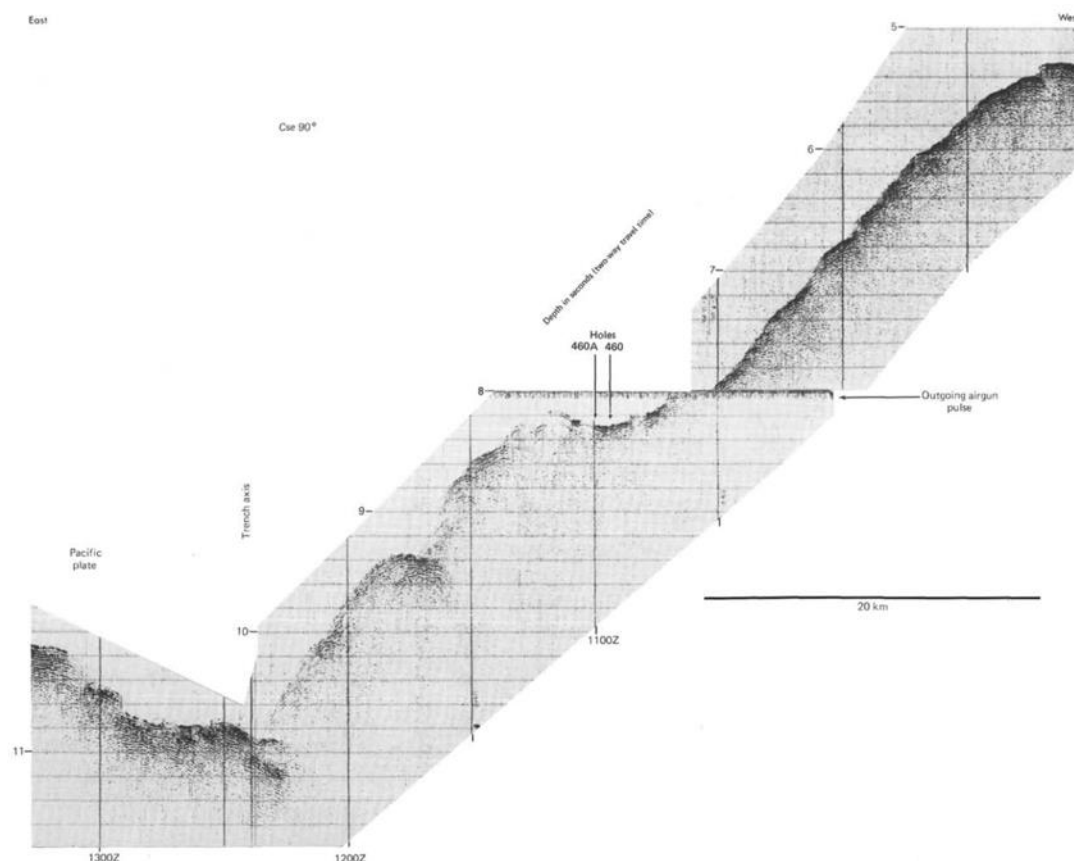


Рис. 1. 451. Сейсмический профиль района заложения скв. 460.

Из этих данных следует, что островодужные склоны и Идзу-Бонинской и Марианской ОД осложнены серией продольных осадочных бассейнов, ограниченных разломами. История развития таких бассейнов начинается с обломочных пород – производных вулканического основания, а заканчивается так же, как и в преобладающем в океанах случае – формированием голоцен-плейстоценовых пелагических илов и глин.

В скв. 460 интервал 0-19 м – плейстоцен – диатомо-радиоляриевые илы, спикулы губок. Силикофлагеллаты. глины содержат цеолит. Вулканокластический материал немногочислен, но всегда. Интервал 19-28,5 м – возраст не определен. коричневым ил с прослоями тонкими пепла. Интервал 28,5-76 м. – эоцен-олигоцен – известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями – гравий и песок. Обломки в гравии до 2 см субокруглые

литифицированные осадки – аргиллиты, вулканический материал. Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками возраста титон-баррем. Цемент – глинистый матрикс из вулканического материала, фрагменты измененных вулканических пород, включая известняки с фауной (титон-баррем). Весьма важно отметить присутствие известняков «древних» – поздняя юра-ранний мел, – которые могут являться свидетельством существования здесь ранних карбонатных платформ, продукты разрушения которых появляются в обломочных породах эоцена-олигоцена. Надбазальтовая пачка 3 – ранний миоцен - ранний олигоцен – конгломерат с сильноизмененными, миндалекаменными «базальтами» (фрагменты до 7 см) и пыльно-желто-зеленым глинистым цементом. Спорадически – серовато-оранжевые осадки – туфы. Туфы содержат угловатые обломки стекла, нацело измененного в глины и красноватые гидроокислы железа, цементирующие частицы. Обломки (0,1-0,5 мм) – миндалекаменные базальты и обломки кристаллов. Обломки зубов рыб.

В основании обломки базальтов. Миндалекаменные базальты – матрикс и миндалины представлены глиной и гидроокислами железа. В образцах базальтов из булыжников и брекчии скв. 460 и 460А отмечено замещение (40 – 45%) мезостазиса палево-оранжевой глиной, замещающей стекло. Остальная часть мезостазиса – оранжево-красная – сложена дисперсными гидроокислами железа и глиной. В других случаях – делювий (талус) в основании разреза скв. 460 представлен миндалекаменными (20%) базальтами, замещенными (40%) глиной и красными гидроокислами железа. Базальты в талусе и брекчии в основании скв. 460А – миндалекаменные – также замещены минералами глин и гидроокислами железа. И здесь вновь появляются свидетельства окислительного изменения базальтов – так же, как и в других случаях, возможно связанных с процессами выветривания.

«Преддуговой бассейн» Марианской дуги в 85 км западнее оси Марианского трога и в 130 км к востоку от активных вулканических островов. Скважина 458 – первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461 располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога.

Скв. 458. Древнейшие осадочные породы: мел, кремнистый мел; алевро-аргиллиты, прослой пепловых туфов – средний миоцен - нижний олигоцен. Основание: базальт. Выше бронзитовых андезитов и базальтов пробурено 256 м осадков. Седиментация прерывалась одним главным несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене и тремя менее значимыми несогласиями.

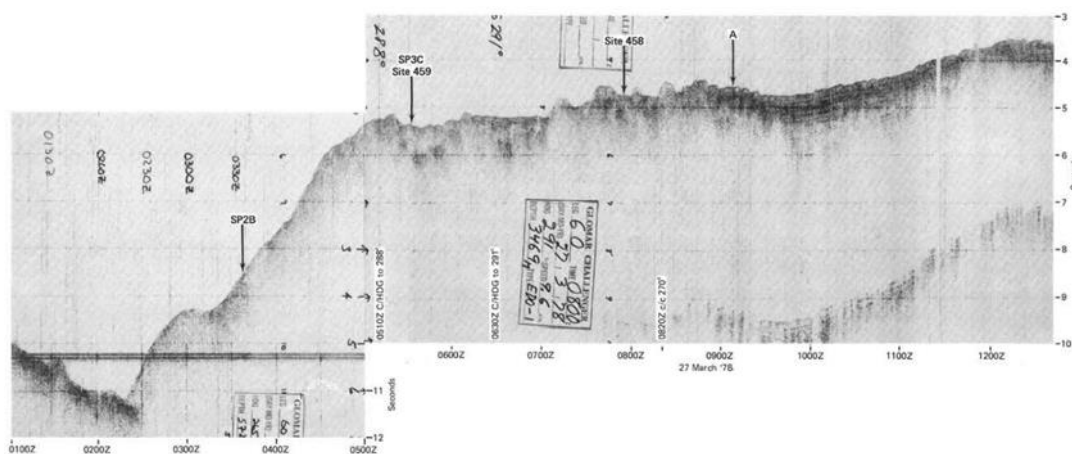


Рис. 1. 452. Сейсмический профиль и размещение скважин 458 и 459

Общее проникновение – 465,5 м; верхние 256,5 м – в основном кремнистые нанофосильно фораминиферовые илы и витрический ил – 0-95 м; нанофосильный мел – 95-247 м и полосчатые градационные витрические аргиллиты и песчаники – 247-256,5 м. древнейшие осадки – ранний олигоцен. Осадконакопление прерывалось одним главным- 4 млн лет несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене. Основание –

подушечные и массивные вулканические потоки. Верхний тип-256-380 м – афировые двупироксеновые высокомагнезиальные андезиты. Эти лавы включают стекловатые породы бонинитовой серии с магнезиальным ортопироксеном – бронзитом, клинопироксеном и без плагиоклазовые. Нижний тип 380-465,5 м – высокотрещиноватые и измененные авгит-плагиоклазовые базальты. Все изверженные породы скв. 458 подвергались в различной степени низкотемпературным изменениям – смектит и филлипсит – преобладающе окислительные изменения. Интенсивность изменений возрастает к основанию разреза. Глинистые минералы присутствуют по всему разрезу; цвет измененных пород от зеленого до коричневого. Степень изменения настолько велика, что после подъема керна породы легко разрушаются ногтем. Скважина 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна непосредственно выше западного склона желоба. Верхние 559 м – осадков представлены витрическими илами с прослоями пеплов – ранний-поздний плейстоцен, залегающими над мощной пачкой турбидитов позднего олигоцена и среднего миоцена, ниже которых залегают аргиллиты раннего олигоцена-середины эоцена. Осадочная последовательность показывает, что скв. 459 подвергалась активному вертикальному перемещению в позднем олигоцене-среднем миоцене. Несогласия зафиксированы в интервалах 3,0-10,0 – 13,4-14,0 – 30,0-34,5, и 40,0-42 млн. лет. Изверженные породы вскрыты скважиной в интервале 559-691,5 м представлены преимущественно клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами. Характерно присутствие микрографических прорастаний кварца и плагиоклаза в диабазах пачки 3. Большинство базальтов миндалекаменны. Важная особенность базальтов – отсутствие ортопироксена.

Скважина 460 заложена в пределах небольшого осадочного бассейна шириной 1 км расположенного на внутренней островодужной стенке Марианского желоба в 23 км от оси желоба и ограниченного разломами. Скважина на 2200 м выше по глубине от оси желоба. Поверхность осадков слабо наклонена к западу по направлению к островной дуге. Скважины 460 и 460а находятся на расстоянии менее чем 300 м друг от друга, но тем не менее имеют различную историю осадконакопления.

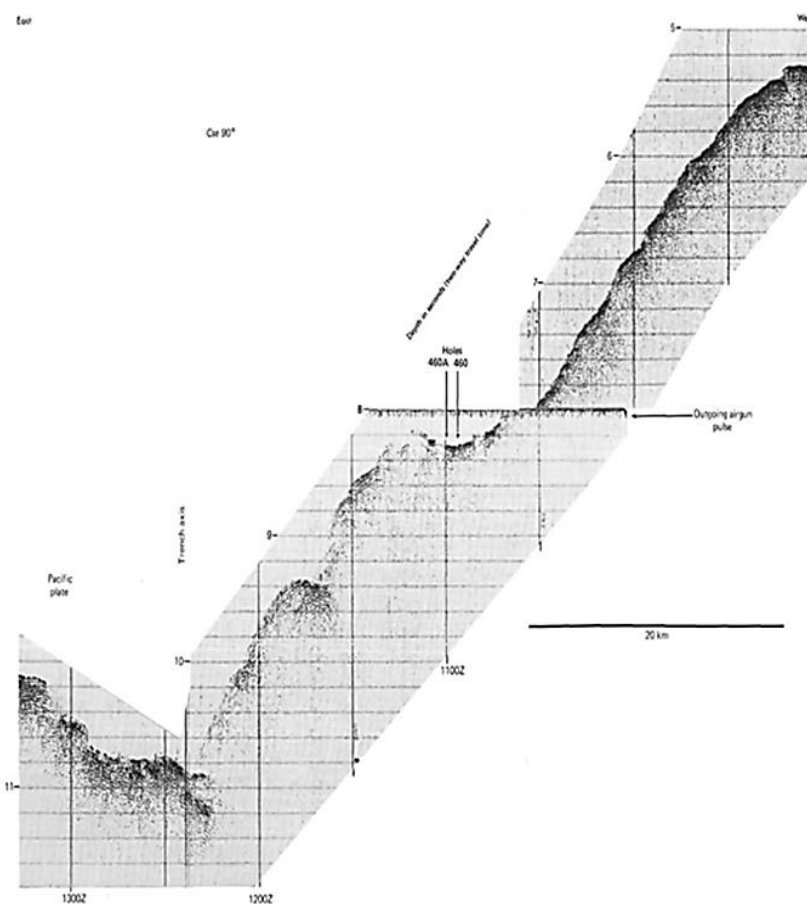


Рис. 1. 453. Сейсмический профиль района заложения скв. 460

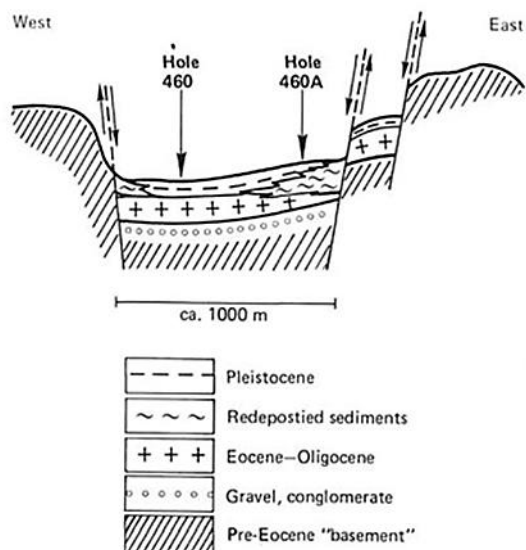


Рис. 1. 454. Топография и положение разломов вблизи скважин 460, интерпретированных по данным сейсмического профиля. Стратиграфический разрез построен по данным бурения скв. 460). Условные обозначения – сверху-вниз:

- плейстоцен
- переотложенные осадки
- эоцен-олигоцен
- гравий, конгломерат
- до эоценовое «основание».

В разрезе скв. 460 – эоцен-олигоцен – известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями – гравий и песок. Обломки в гравии до 2 см субокруглые – литифицированные осадки – аргиллиты-вулканический материал. Переработанные элементы в глинистом матриксе в песке и гравии размером до 2 см субугловатые и субокруглые литифицированные осадки (аргиллиты, песчаники, фрагменты вулканических пород, измененного стекла и кристаллов). Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками (calpionellids) возраста титон-баррем. Цемент – глинистый матрикс из вулканического материала, фрагменты измененных вулканических пород, включая известняки с фауной (титон-баррем). Отложения талуса – обломочные породы скважин 460 и 460А представлены 8 типами пород. Кристалловитрические туфы – стекловатые фрагменты генерально превращенные в глины и красно-коричневые оксиды. Литические фрагменты 0,1-0,5 мм до 10% представлены зернами базальтов, миндалекаменных стекол, зернами гиалопилитовых плагиоклаз-пироксеновых базальтов и зернами палагонита, сломанными кристаллами плагиоклаза, пироксена и кварца. Присутствуют зубы рыб и фрагменты известняков.

Клинопироксен-порфиновые базальты- сильно измененные сферулитовые андези базальты ассоциируют с бонинитовой серией, но ортопироксен отсутствует. Породы миндалекаменные, изменены до глины и красно-коричневых оксидов. Плагиоклаз-клинопироксеновые порфиновые и афировые базальты. Мезостазис замещен красно-коричневыми глиной и гидроксидами железа. Измененные гиалокластиты замещены цеолитами и глиной. Плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые базальты – обломочная зона и зона талуса основания разреза скв. 460. – гиалопилитовые и сферулитовые миндалекаменные базальты изменены в глину и гидроксидами железа. Цементируемая кварцем измененная базальтовая брекчия – угловатые обломки базальтов сцементированы жилками кварца 0,5 см ширины. Жилки содержат несколько процентов пирита. Мезостазис базальтов нацело изменен. Стекловатый плагиоклаз клинопироксеновый порфиновый базальт. Стекло красное. красно-коричневое нацело замещено глиной и гидроксидами железа. Кварц-амфибол- плагиоклазовый метабазаальт-50-60% амфибола и 30-40 % плагиоклаза, 7-10% кварца. Амфибол содержит реликты пироксена.

1.5. Плато, поднятия, гайоты

1.5.1 Результаты бурения

Рейс 33. Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана, 1976. Schlanger, S. O., Jackson, E. D., et al., 1976. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Volume 33, Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp. proc. 33. 1976.

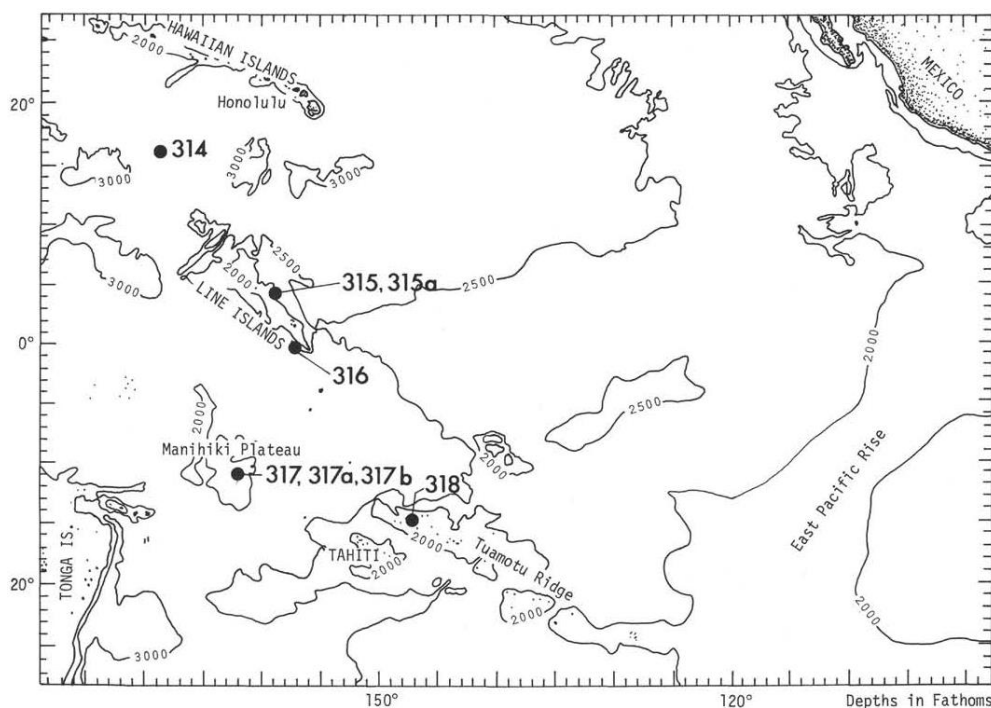


Рис. 1. 455. Расположение скважин рейса 33.

Скв. 314. Глубина – 5223,8 м, проходка – 45 м. В разрезе скважины выделены две пачки:

Пачка 1 (интервал 0-35 м) – эоцен – коричневые цеолитовые глины, аморфный железистый материал с минералами глин и цеолитами, остатки рыб, фрагменты радиолярий, присутствие палагонита, палыгорскита и сепиолита. В песчаной фракции железомарганцевые нодулы и грубые обломки рыб. Различный возраст фоссиллий

показывает, что осадки носят переотложенный характер.

Пачка 2 (интервал 35-45 м) – средний-поздний эоцен – кремнистые аргиллиты и порцелланиты, фрагменты пород в керне различного литологического состава – коричневые плотные глины, коричневые цеолитовые аргиллиты, порцелланиты.

Предполагается, что осадки были переотложены в квартере.

Скв. 315. Глубина 4162 м. Проходка – скв. 315-85 м, скв. 315А-1034 м. Задачи бурения – датировать время вулканизма в южной центральной части цепи островов Лайн и изучить петрологию вулканитов цепи Лайн, и определить поствулканическую историю этой цепи островов, и понять седиментологическую историю крупного фана, окружающего хребет Лайн, вблизи острова Фаннинг.

Скважина вошла вначале в позднеплейстоценовые илы, затем сквозь поздний плиоцен к верхнепалеоценовым илам, мелу, известнякам и кремням в меловые известняки, сланцы, и вулканогенные пески сантона или древнее. Эти пески фиксируют событие эрозии вулканических построек

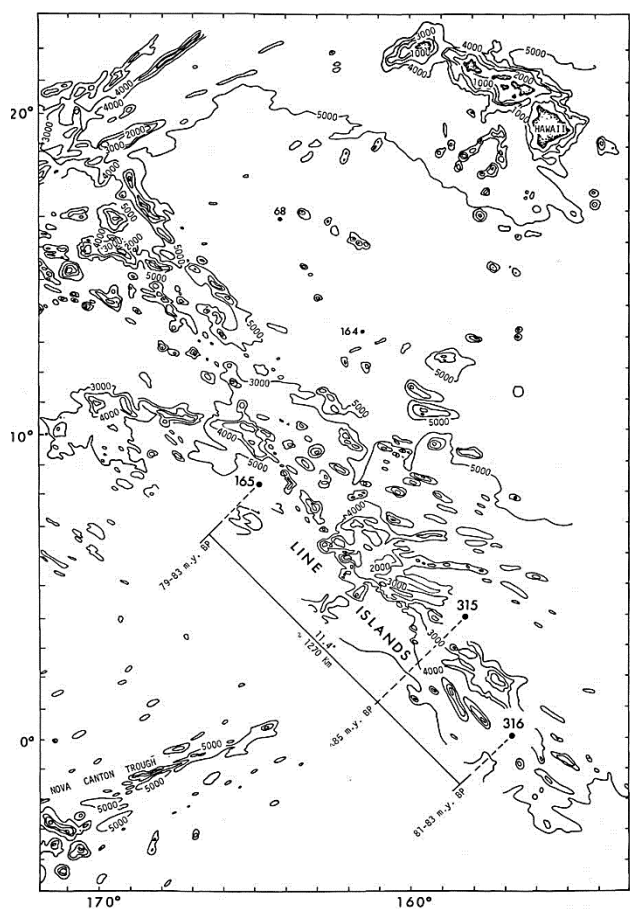


Рис. 1. 456. Карта, показывающая возможный возраст наиболее верхних в разрезе базальтов вдоль цепи островов Лайн, по данным бурения скважин 165, 315 и 316.

острова Фаннинг. Переотложенные мелководные скелетные обломки включают крупные фораминиферы, бриозоа, рудисты и известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста, что позволяет считать, что рост рифов и банок последовал за завершением вулканизма. Пробуренные 38,2 м, возможно, щелочных базальтов представлены шестью потоками, связанными с вулканической постройкой Фаннинг.

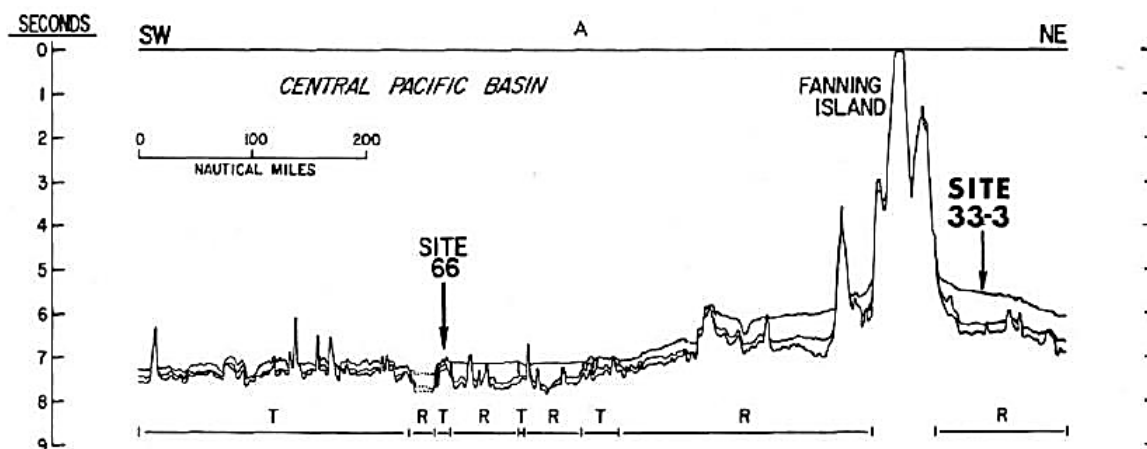


Рис. 1. 457. Сейсмический профиль района заложения скв. 315.

В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 (интервал 0-56 м) – четверть-поздний миоцен – циклические илы – белые, до палево-коричневых и темно-коричневых, фораминифер-нанофоссильные и радиоляриево-нанофоссильные илы.

Пачка 2 (интервал 56-710 м) – ранний-средний миоцен – чередование палево-пурпурных, зеленых и белых фораминифер-нанофоссильных и радиоляриево-нанофоссильных илов.

Пачка 3 (интервал 710-884 м) – поздний палеоцен - поздний олигоцен – мел, кремни и аргиллиты.

Пачка 4 (интервал 844-911 м) – маастрихт-кампан – вулканокластические осадки и микритовые известняки. Зеленовато-серые слоистые вулканокластические песчаники и аргиллиты переслаиваются с различным количеством глинистых и микритовых известняков.

Пачка 5 (интервал 911-996,3 м) – кампан-сантон – базальные аргиллиты и вулканокластические осадки. Темно красно-коричневые железистые и голубовато-зеленые кремнистые аргиллиты с прослоями слоистых вулканокластических песков. На глубине 996 м они подстилаются базальтами. Пески возраста, возможно, сантон или древнее фиксируют время эрозии вулканических построек острова Фаннинг. Переотложенные скелетные мелководные обломки включают крупные фораминиферы, бриозоа, рудисты, известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста из чего следует, что рост рифовых банок на вулканических постройках острова Фаннинг происходил после прекращения вулканизма. Осадки, вскрытые скважиной, имеют переотложенный характер.

Базальты имеют четкий контакт с перекрывающими красными косослоистыми аргиллитами. Эти железистые аргиллиты содержат продукты выветривания базальтов. Потоки, возможно, щелочных базальтов имеют афанитовые, высоко измененные зоны мощностью 1-15 см, разделяющие отдельные потоки. Базальты миндалекаменные (1-10% миндалин). Эти базальты по составу и строению аналогичны базальтам вулканокластических песчаников. Присутствие миндалин во всех потоках указывает на меньшую глубину формирования, чем та, на которой базальты залегают сейчас.

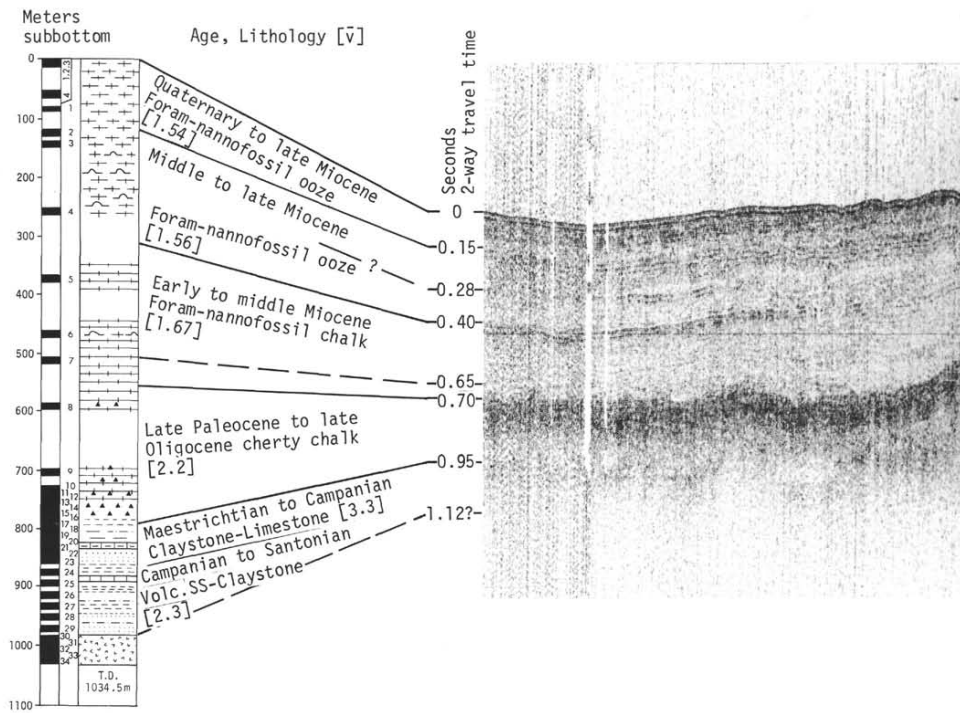


Рис. 1.458. Корреляция сейсмического профиля и разреза по скв. 315.

Скв. 316. Глубина – 4464,5 м, проходка – 285,5 м.

Аналогично скв. 315, в скв. 316 наиболее верхние отложения разреза представлены плейстоценовыми нанофоссильно-фораминиферовыми илами. В третичном разрезе выше эоценовых кремней преобладает фораминифер - нанофоссильный мел; его мощность составляет 460 м, т. е. меньше, чем в скв. 315, где она достигает 720 м. Средний и нижний эоцен представлены белыми и коричневыми сахаристыми доломитами, не обнаруженными в скв. 315. Мощность отложений палеоцена – 66 м, мела – маастрихт и кампана – 57 и 150 м, соответственно. Несколько меньшую мощность имеют вулканогенные пески среднего маастрихта, которые могут представлять очень поздние продукты эрозии раннего вулканизма. Мощные средне- и нижне кампанские вулканогенные обломочные комплексы могут свидетельствовать об ускорении роста и быстрой эрозии, расположенных поблизости вулканических построек островов Лайн.

В разрезе скважины выделены следующие пачки:

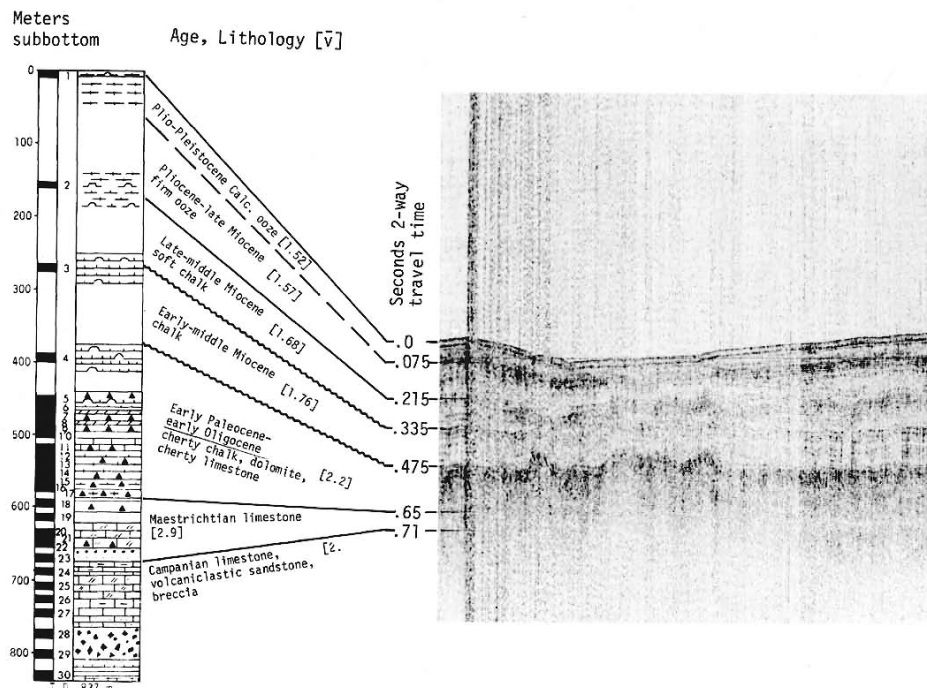


Рис. 1.459. Корреляция сейсмического профиля и разреза по скв. 316.

Пачка 1 (интервал 0-2,0 м) – плио-плейстоцен – циклические илы – 5 циклов, чередующихся коричневыми и белыми илами. В коричневых илах – радиолярии, нанофоссилии, а в белых – фораминиферы.

Циклы мощностью – 2-25 и 5-20 см; присутствуют обломки палагонита, зерна пироксена и амфибола, минералы глин и цеолит.

Пачка 2 (интервал 2,0-380 м) – плейстоцен - ранний миоцен – разноцветные илы и мел пурпурные, зеленые, голубые, зеленые илы с полосчатостью 1-10 мм.

Пачка 3 (интервал 380-589 м) – ранний палеоцен - ранний олигоцен – известняки, кремни и доломиты, преобладающе коричневого цвета, радиолярии и фораминиферы. Доломиты залегают в интервале 467-486 м.

Пачка 4 (интервал 580-837 м) – маастрихт-кампан – известняки и вулканокластические осадки; мощность подобной пачки в скв. 316 более 250 м, в скв. 315 – около 110 м. Массивные вулканокластические брекчии и песчаники, и многочисленные слоистые известняки, обогащенные фораминиферами. В обломочных породах присутствуют минералы глин, анальцим, гетит и гематит. Прослой брекчий полосчатые, иногда косослоистые, плохо отсортированные, с обломками до нескольких сантиметров.

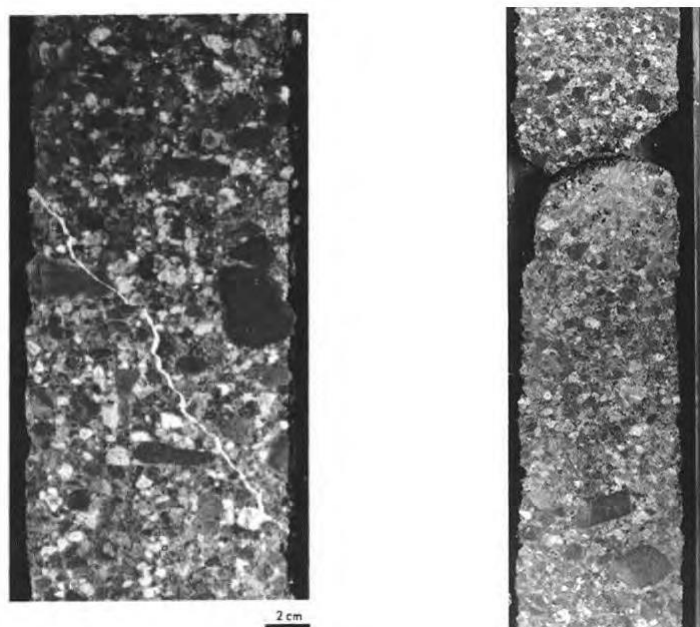


Рис. 1. 460. Вулканогенные брекчии пачки 4.

Обломки зеленых и коричневых базальтов, обогащенных монтмориллонитом, вулканокластические песчаники, известняки с крупными дискообразными фораминиферами (мелководными бентическими). В основании керн – интенсивно миндалекаменные базальты, стекловатая масса которых палагонитизирована.

Скв. 317. Плато Манихики. Глубина – 2598 м; проходка – 424,5 м.

Древнейшие осадочные породы: темные вулканокластические песчаники, алевролиты: нижний мел (апт)?
Основание: базальт.

Разрез скв. 317 содержит 424,5 м позднеплейстоценовых и раннеэоценовых фораминиферовых илов, мела и кремней. Не разбуренная из-за технических проблем часть разреза (от 129,5 м) может быть представлена слоями палеоценового возраста.

В интервале от 554,0 м до 910 м разрез представлен раннетретичными или позднемеловыми осадками; далее апт-барремский (?) – мел, кремни известняки и аргиллиты до глубин 677,5 м и еще более древние мощные, частично содержащие фауну моллюсков, зеленые и красные вулканогенные аргиллиты, и переработанные брекчии,

имеющие контакт с базальтами на глубине 910 м. Далее пробурено 33,5 м миндалекаменных базальтов до глубины 943,5 м и получен керн 24,9 м базальтов. В этом интервале выделено 10 потоков, четыре из которых разделены тонкими прослоями красных и зеленых вулканогенных аргиллитов, показывающих частичное перекрытие потоков накапливающимися вулканогенными обломочными отложениями.

Пачка 1 (интервал 0-303,5 м) – четверть-поздний эоцен-ранний миоцен – зеленовато-оранжевые, белые и голубовато-белые нанофоссильно-фораминиферовые илы и мел. Кремни отсутствуют.

Пачка 2 (интервал 303,5-647,0 м) – ранний эоцен – различные оттенки серого и оранжевого в фораминифер – нанофоссильных илах и меле, с присутствием красновато-коричневых и черных стекловатых кремней. Двустворки обычны в основании разреза.

Пачка 3 (интервал 647-910,0 м) – маастрихт-апт – верхний уровень, на котором появляются высоко известковистые породы; вулканический материал чередуется с известняками, которые содержат фораминиферы, целые и сломанные двустворки, ориентированные по напластованию. В горизонте присутствуют минералы глин – монтмориллонит, полевой шпат, анальцит с глиной. Встречается красно-коричневый и пурпурный глинистый материал. В двух кернах выше базальтов непосредственно присутствуют пепельно-красно-коричневые аргиллиты.

Базальты (интервал 910,0-943,5 м) – 10 потоков с тремя интервалами осадочных пород; потоки сложены измененными афировыми миндалекаменными базальтами (~ 15 % миндалин). В верхней части одного из потоков красный аргиллит, в основании потока базальт – серо-зеленый.

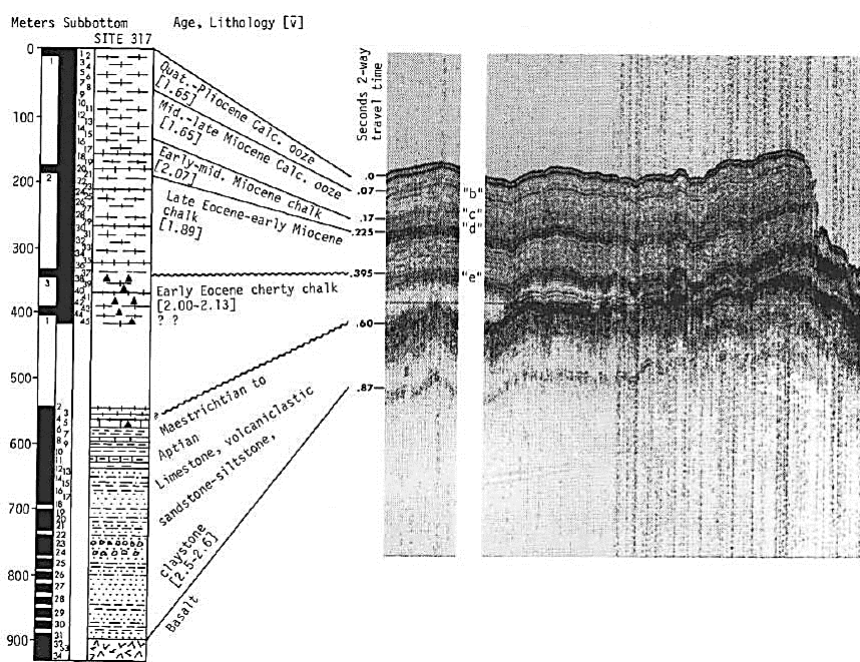


Рис. 1.461. Корреляция сейсмического профиля и разреза по скв. 317.

История развития поднятия Манихики рассматривается следующим образом:

1. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.
2. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.
3. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозийных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени апт-баррем. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.
4. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.

5. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Возраст базальтового основания древнее, чем в более северных поднятиях Магеллана и Шатского, и чем, в расположенных южнее, поднятии Онтонг-Джава.

Скв. 318. Хребет Туамоту. Глубина 2659 м; проходка – 298,5 м.

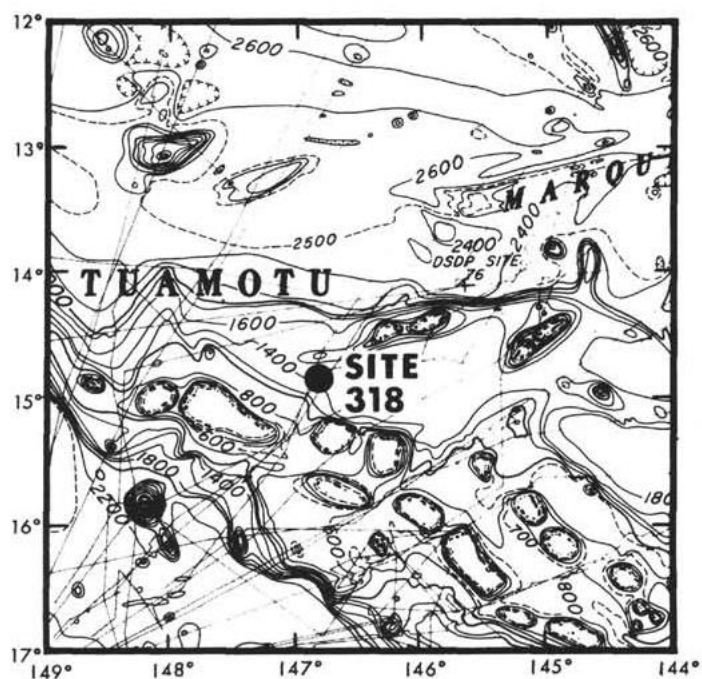


Рис. 1. 462. Расположение скв. 318 на батиметрической карте южной части Тихого океана.

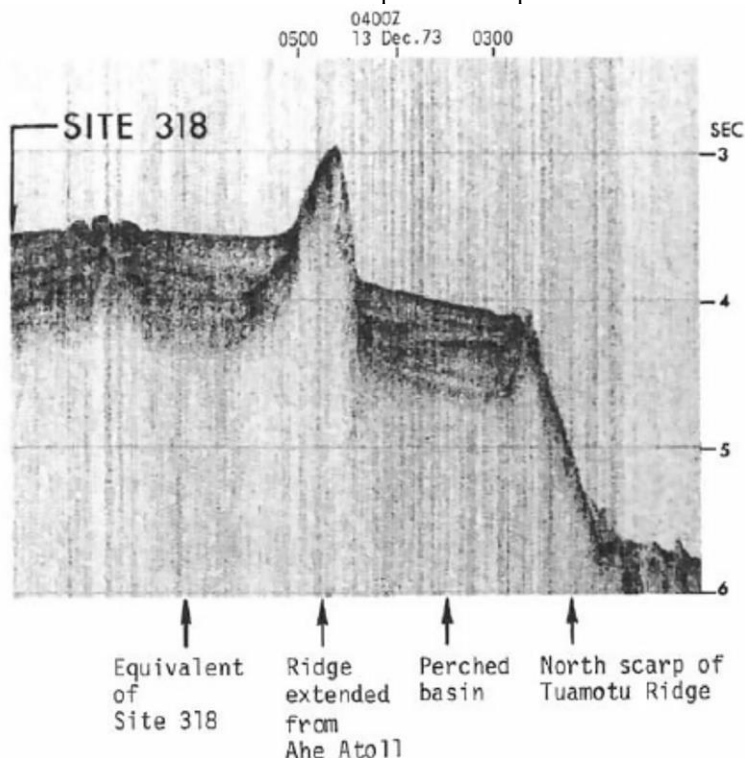


Рис. 1. 463. Сейсмический профиль района заложения скв. 318.

В разрезе скважины выделены следующие пачки:

Пачка 1 (интервал 0-35,5-64,5 м) – четверть-миоцен – нанофоссильно-фораминиферовые илы, содержащие прослой с мелководными скелетными обломками фораминифер, бриозоа, эхиноидеи; кораллы и измененный вулканогенный материал.

Пачка 2 (интервал 35,5-4,5-45 и 264 м) – четверть-миоцен фораминиферовые и нанофоссильные илы,

сменяющиеся вниз по разрезу мягким мелом с песчаными обломками вулканогенных и мелководных биогенных остатков, и слоями брекчий базальтов, кремней и биокластических осадков.

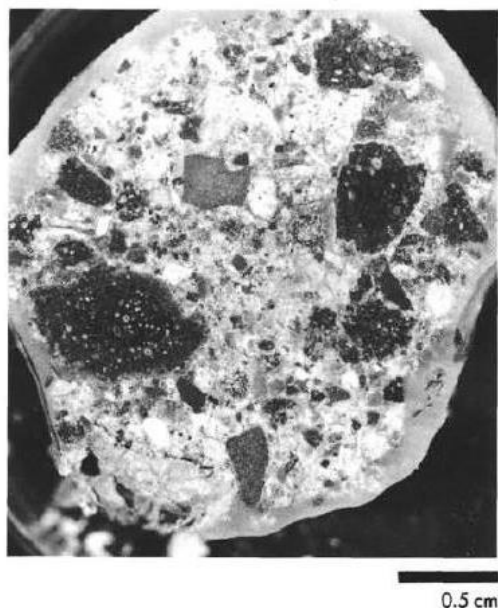


Рис. 1. 464. Нижнемиоценовые коричневатые полигенетические брекчии в основании пачки 2. Обломки – миндалекаменные базальты с железистыми гало, обломки серых кремней и светло-желтые скелетные и рифовые обломки.

Пачка 3 (интервал 245-264;416-435 м) – миоцен-олигоцен; фораминиферовый нанофоссильный мел, более твердый с глубиной, с нодулями кремней; в нижней части, тонкие прослой песков с редкими вулканогенными зёрнами.

Пачка 4 (интервал 416-435;530-549 м) – эоцен; желтоватые и зеленоватые нанофоссильные и фораминиферовые известняки с нодулями кремней, прослоями глин и слоистыми прослоями с вулканогенными и мелководными скелетными обломками.

Пачка 5 (интервал 530-549-745 м) – эоцен; зеленые и зелено-серые глинистые известняки, вулканогенные аргиллиты и песчаники. Мелководные скелетные обломки многочисленные в прослоях песчаников.

На основании анализа разреза по скважине предполагается следующая история развития:

1. Формирование базальтовых вулканических построек на древней океанической коре в период 49- 51 млн. лет;
2. Образование вулканокластических песчаников и

аргиллитов в мелководных условиях и последующая их эрозия;

3. Формирование рифов около 49-50 млн. лет;

4. Пелагическая седиментация от раннего эоцена до настоящего времени с тремя перерывами в осадконакоплении. Потоки рифовых обломочных осадков внедряются в бассейн как турбидиты в середине эоцена и в раннем миоцене.

В статье Е. Джексона, К. Бергера и др. (Everett D. Jackson, Keith E. Bargar) в томе того же рейса 33 «Петрология базальтов, вскрытых бурением в рейсе 33», рассматриваются сведения, полученные по итогам изучения керна базальтов, вскрытых скважинами. Шесть потоков базальтов, чередующихся с осадочными породами, были вскрыты в скв. 315А, размещенной вблизи острова Фаннинг. Десять потоков вскрыты в скв. 317А, размещенной на поднятии плато Манихики. Базальты сильно изменены – монтмориллонит и кальцит, но сохранили их текстуру, минералогию и распределение главных и примесных элементов. Они подобны базальтам океанических островов, промежуточны по составу между гавайскими толеитами и щелочными базальтами. Эти базальты менее щелочные, чем амфибол содержащие базальты, выбуренные севернее островов Лайн в рейсе 17, которые близки к постэрозионным Гавайским базальтам и нефелинитам, что свидетельствует о близости базальтов цепи Лайн к базальтам Гавайской цепи. Базальты, выбуренные в скв. 317 отличаются от базальтов скв. 315А. Они менее изменены, их структуры, минералогия и состав близки к толеитам океанических хребтов и базальтам плато Онтонг-Джава, выбуренным в рейсе 30, что противоречит предположению о принадлежности плато к погруженным микроконтинентам. Базальты извергались на глубинах менее 400 м или субаэрально, что означает, что плато Манихики погрузилось на глубины между 3000 и 3500 в течение последних 110-120 млн лет. Гальки базальтов северо-западной части цепи Туамоту также принадлежат к типу базальтов океанических островов. По данным Д. Натланда, приведенным в том же томе результатов бурения рейса 33 вулканизм Центрального бассейна Тихого океана рассматривается следующим образом:

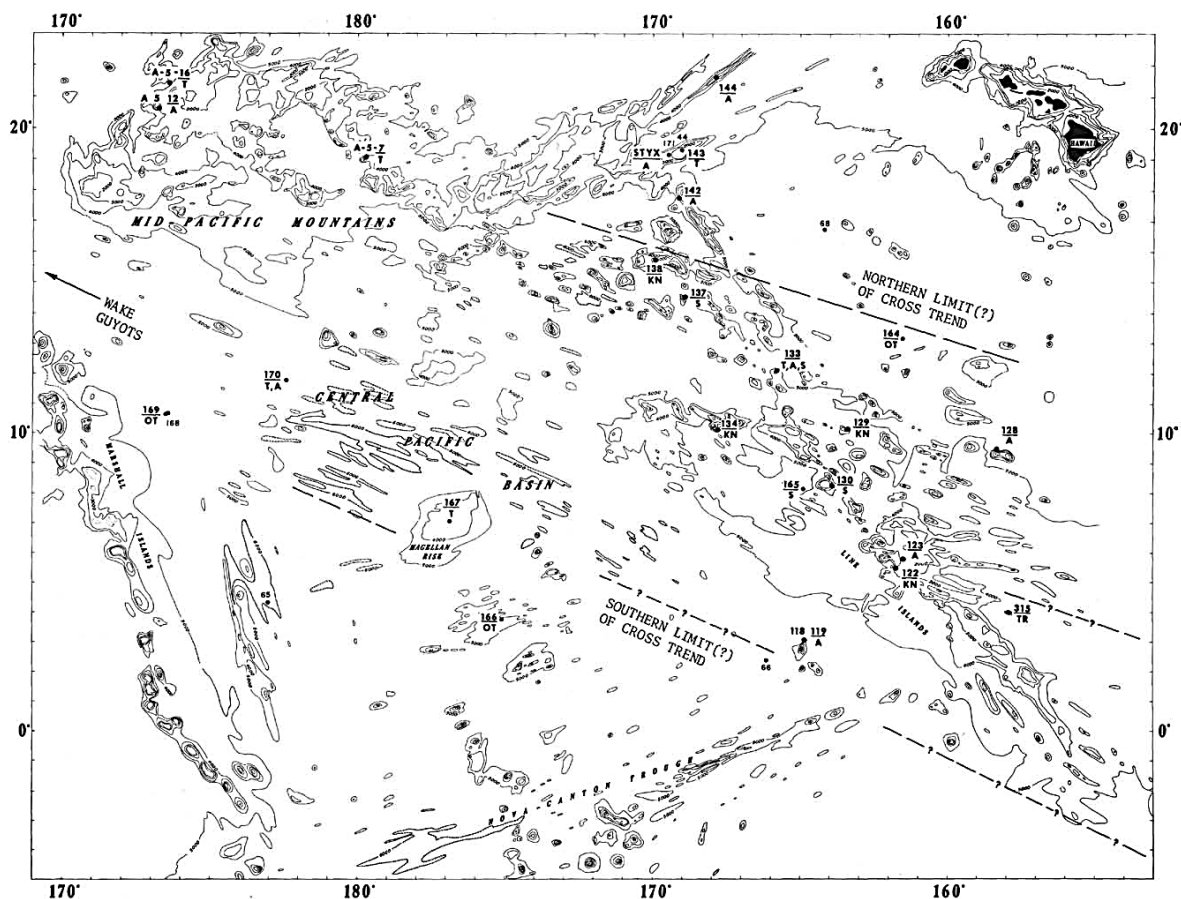


Рис. 1. 465. Центральный бассейн Тихого океана. Показано размещение скважин различных рейсов программ глубоководного бурения. Лавы скважин, вскрытых бурением обозначены: OT - толеитовые базальты; TR= островные постройки переходных базальтов; A= щелочно-базальтовые серии-щелочные базальты, гавайиты, муджиериты или трахиты; S = лавы высокощелочных серий базаниты, нефелиниты, трахиандезиты, фонолиты; KN = калиевые нефелиниты.

Вулканические породы, драгированные с вершин симаунтов цепи островов Лайн и из скважин, пробуренных по их флангам, показывают, что рассматриваемый регион характеризуется исключительным петрологическим разнообразием. Толеиты и щелочные базальты были представлены в драгированном материале широким спектром щелочных дифференциатов, включающим кварцевые трахиты и фонолиты. Четыре места драгирования на симаунтах обнаружили калиевые нефелиниты не похожие на другие вулканы, обнаруженные в океанских бассейнах. Эти породы включают амфиболовые и биотит содержащие разновидности, некоторые из которых лейцитнормативны. Такие лавы подобны калиевым мафическим лавам западных африканских рифтов. Они характеризуются высокими отношениями K_2O/Na_2O , чем типичные постэрозионные лавы цепей Гавайев и Самоа. Они также содержат амфибол-авгит и биотит-авгитовые ксенолиты, подобные включениям, обнаруженным в африканских лавах.

Выделены два тектонических тренда доминирующих в островной цепи Лайн – серия хребтов север, северо-запад, отвечающая главному направлению цепи Лайн и широкий пояс тренда запад, северо-запад. Эти кросстренды присутствуют в западной и северной частях Центрально-Тихоокеанского бассейна. Калиевые мафические лавы, подобные открытым в цепи Лайн, драгированы из гайотов симаунта Вейк. Два участка в цепи Лайн, из которых были драгированы калиевые нефелиниты являются частью кросстренда. Присутствие калиевых нефелинитов на Вейке и возвышенностях Лайн позволяет считать, что они являются частью провинции структурно ограниченной кросстрендом. Батиметрические и тектонические данные позволяют датировать кросстренд – возрастом 80-105 млн лет и считать, что он является частью центрально тихоокеанской рифтовой системы, образованной только ограниченным расширением коры. Размещение таких пород позволяет интерпретировать калиевые нефелиниты

как образованные только там, где проявлены медленные тензиональные движения, подобные движениям в рифтах восточной Африки. Вулканизм внутри областей кросстренда в основном щелочной и это не согласуется с существованием спредингового центра, и это предпочтительно связать с существованием мозаики сквозь коровых трещин. Вулканизм в пределах кросстрендов должен быть, главным образом, щелочным. В скв. 165 и 170 щелочные лавы изливались непосредственно на дно океана.

Северное окончание главного тренда Лайн – север-северо-запад с возрастом 128 млн. лет, где драгированы трахиты и фонолиты. Время южной части этого тренда не известно. Калиевые нефелиниты, возможно, ограничены кросстрендом. Критические параметры такие как $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiC , нормативный нефелин и K/Rb показывают, что от средне калиевых к высококалиевым дифференциаты распространены на обоих концах тренда и, что амфибол и флогопит могут быть важной фазой в мантийном источнике регионов первичных лав в обеих системах вулканических хребтов.

Таким образом, формирование калиевых нефелинитов предпочтительно происходит в условиях широкого увеличения геотермического градиента, ассоциированного с рифтовыми долинами. Если совместить с положением о перемещении тихоокеанской плиты над горячей точкой и аномальным плавлением, то горячая точка должна быть значительно слабее чем та, что производит базальты океанических островов, подобно Гавайям. Более похоже на то, что увеличение площади регионального коробления, растрескивания и вулканизма невозможно сконструировать с помощью горячей точки и более предпочтительна версия рифтовой зоны Восточной Африки.

Материалы, приведенные в фактической части описания керна пробуренных скважин, характеризуются, так же, как и все материалы осуществленные в рамках первой программы DSDP отличием от последующих программ ODP и, в особенности IODP, с одной стороны, существенно фактографической особенностью описания разрезов и содержания предметных заключительных статей, лишенных концептуальной зависимости. Наилучшим примером или демонстрацией этого положения являются приведенные здесь материалы по петрологии базальтов, авторами которых являются Д. Натланд и Е. Джексон. Оба этих автора, как следует из приведенных выше текстов, демонстрируют широту подходов к интерпретации сведений, полученных в рейсе 33. Это касается преимущественно геодинамической интерпретации природы петрологических процессов. Привлечение материалов глубоководного драгирования Д. Натландом значительно расширили представления о составе вулканитов северо-западной части Тихого океана и позволили ему совершенно по-иному трактовать природу формирования базальтов и в особенности калиевых нефелинитов в «духе» концепции развития систем континентальных рифтов. В то же время Е. Джексон, владея практически тем же материалом, придерживается иной точки зрения на петрологию базальтов, отдавая предпочтение традиционной интерпретации базальтов этой части Тихого океана, сопоставляя их или с толеитовыми базальтами океанических хребтов, или с базальтами - щелочными базальтами цепи Гавайских базальтов. Так или иначе подобный «плюрализм» уже невозможен в последующих рейсах программы ODP, где и в титуле рейса, а затем и в его содержательной части настойчиво демонстрируется концептуальная «заданность» и концептуальная зависимость исполнителей работ по рейсу.

Рейс 62. Центральная часть Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик), 1978. Thiede, J., Valuer, T. L., et al. 1981. Init. Repts. DSDP, 62: Washington (U.S. Govt. Printing Office)//doi:10. 2973/dsdp. proc. 62. 1981
Publication date: May 2007

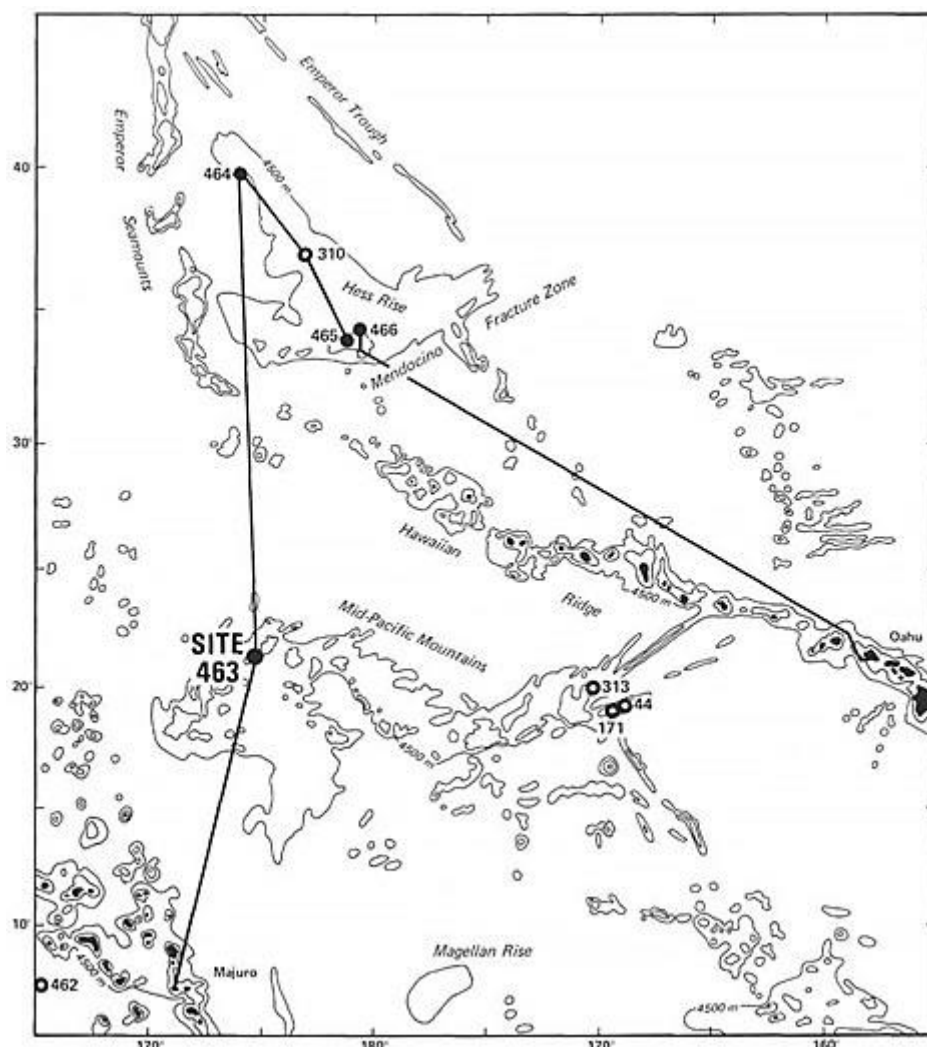


Рис. 1. 466. Размещение скважин в центре северной части Тихого океана-поднятия Хесса и Мид-Пасифик.

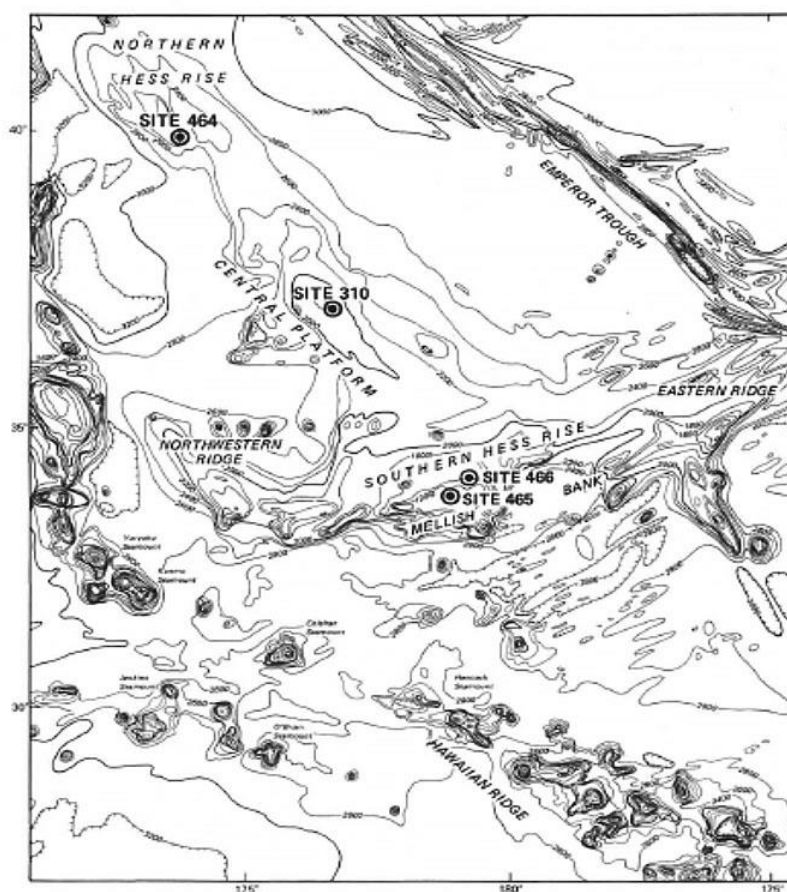


Рис. 1. 467. Схема расположения скважин рейса 62.

Скв. 463. Западная часть гор Мид-Пасифик. Глубина 2525 м. проходка 822. 5 м. Основание известняки раннего мела – баррем.

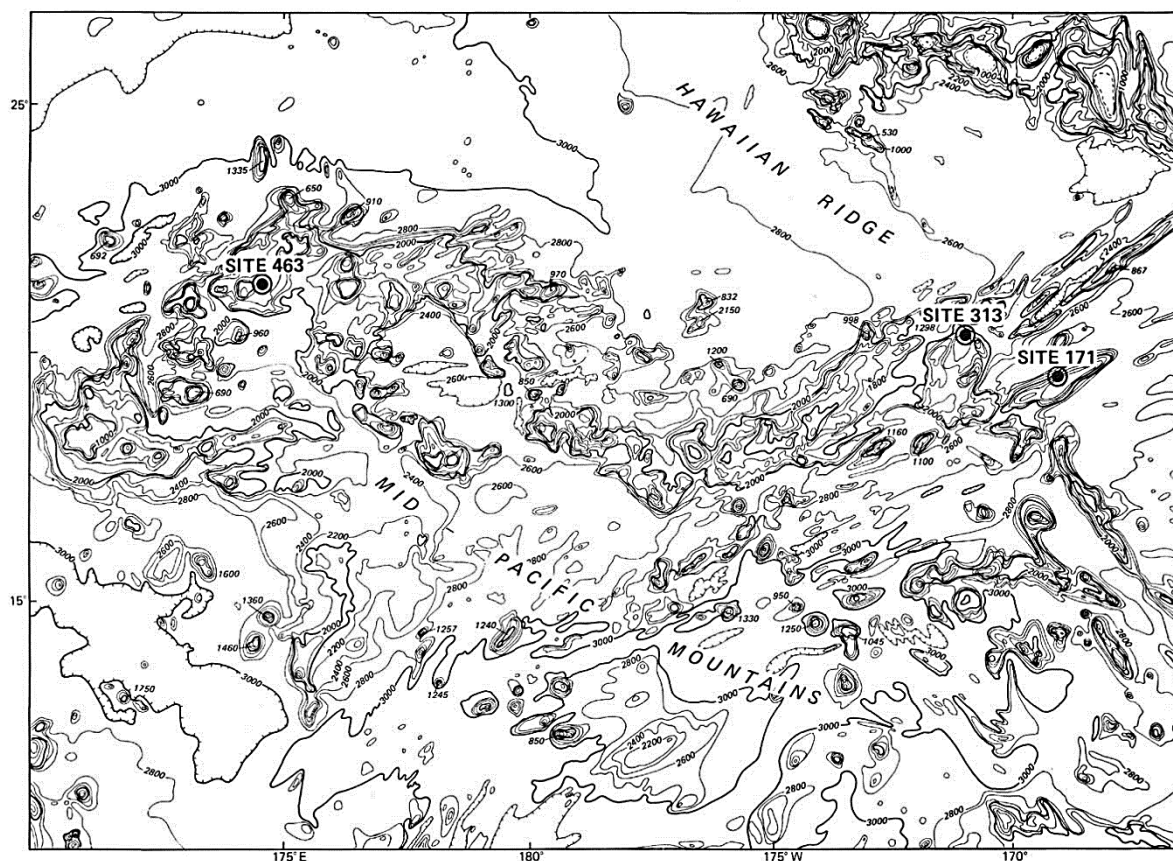


Рис. 1. 468. Размещение скважины 463 в горах Мид-Пасифик.

Осадки и осадочные породы были разделены на четыре пачки. Базальтовое основание не вскрыто. Древнейшая пачка – 190 м – кластические известняки раннего мела – баррем. Мелководные карбонатные обломки представлены оолитами, обломками моллюсков, фрагментами строматолитов и редкими зернами глауконита. Вышележащие 45 м – содержат циклические известняки раннего мела – ранний апт – с прослоями вулканического пепла – свидетельство вулканической активности в пределах близлежащих островов. Вышележащие 135 м – сложены пестро окрашенными известняками с прослоями кремней – обычными компонентами в разрезе раннего апта-середины альба. Верхняя часть разделена на две субпачки, нижняя из которых – 405 м от альба до раннего маастрихта – нанофоссильный и фораминиферовый мел и известняк, а также кремни и порцелланиты. Молодая субпачка – 47 м – нанофоссильный ил раннего эоцена-плейстоцена. Известковистая планктонная фауна и флора в миоцене и плиоцене подверглась растворению, что указывает на малые глубины отложения осадков в районе скважины.

История развития района заложения скв. 463 рассматривается следующим образом. В позднем барреме район располагался вблизи океанических вулканических островов, ассоциированных с мелководными карбонатными банками. Существование мелководных условий подтверждается присутствием строматолитов, оолитов, фрагментов эхинодерм и крупных моллюсков в обломочных известняках. После того, как вулканическое основание просело, мелководные осадки переместились на промежуточные глубины, образуя кластические известняки, чередующиеся с известняками баррема-раннего апта. Известняки и отсутствие бентической моллюсковой фауны позволяет считать, что глубина была большей, чем основание волн – около 200 м. Вскоре после отложения последних кластических известняков раннего апта осадочная последовательность, в скв. 463, обогатилась примесью крупных объемов вулканического пепла. Наиболее поздние меловые осадки представлены

нанофоссильными илами и мелом, с хорошо сохранившимися микрофоссилиями. Высокая скорость осадконакопления отмечена в раннем маастрихте. Кайнозойское осадконакопление редуцировано по отношению к меловому с отчетливо проявленным несогласием между мелом и ранним эоценом.

Скв. 464. Поднятие Хесса, северная часть. Глубина – 4637 м; проходка – 308,5 м.

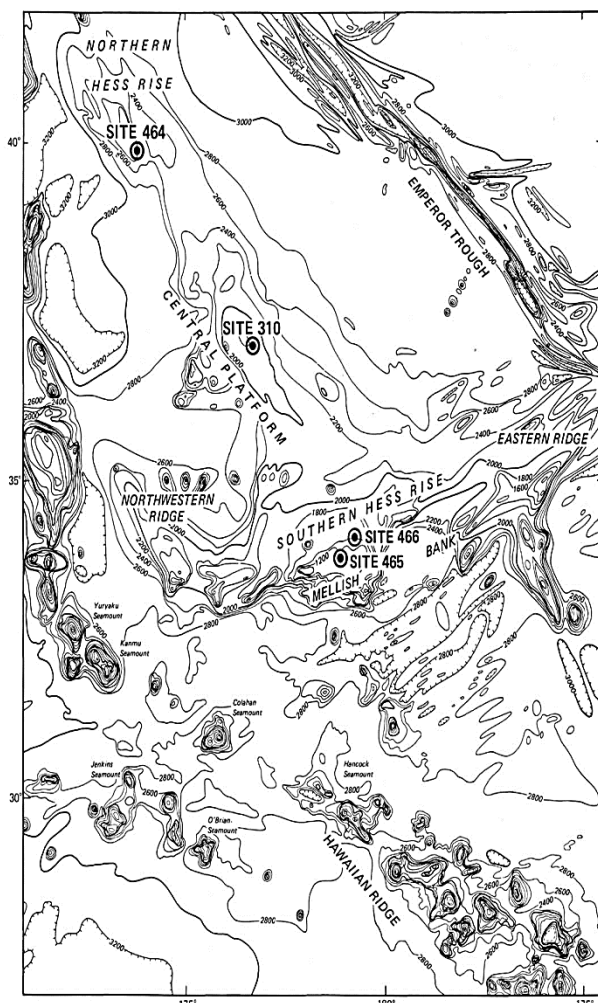


Рис. 1. 469. Размещение скв. 464 в северной части поднятия Хесса.

Древнейшие осадочные породы: красно-коричневые кремни с прослоями (?) порцелланитов, известняков, мергелей, аргиллитов – сеноман-верхний апт.

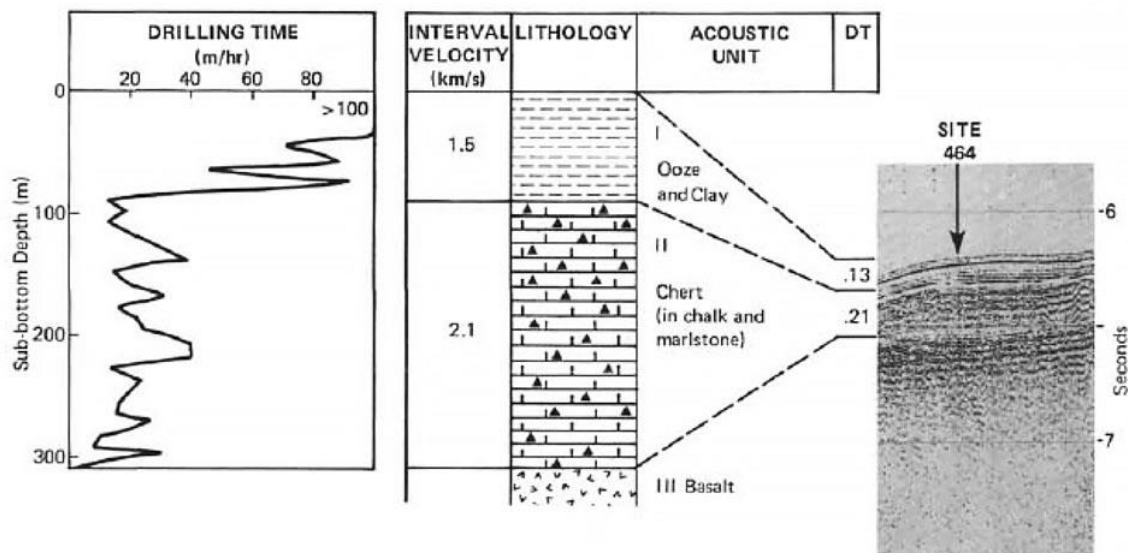


Рис. 1. 470. Корреляция сейсмического профиля с результатами бурения.

Основание: базальт.

Пачка 1 (интервал 0-36,1 м) – глинисто-кремнистые илы и кремнисто-фоссильные илы; ранний плейстоцен-поздний миоцен.

Пачка 2 (интервал 36,1-52,9 м) – пелагические коричневые глины – ранний миоцен – поздний мел.

Пачка 3 (интервал 52,9-218,6 м) – мел, доломит, аргиллит, кремни – ранний сеноман – ранний альб (апт).

Пачка 4 (интервал 218,6-307,6 м) - красно-коричневые кремни – доминирующие породы, но вскрыты плохо: из 23 интервалов проходки получен 1 м керна и из 12 интервалов – 50 см. Кремни – красные – и красно-коричневые, самые нижние темно-коричневые. Предполагается, что кремни переслаиваются с карбонатными породами – мелом и доломитом, фрагменты которых обнаружены в кернах. Темно-красные и коричневые известняки, доломиты и аргиллиты. Количество глины увеличивается к нижней части разреза.

Пачка 5 (интервал 307,6-308,5 м) – фрагменты высоко измененных (сметит) базальтов. Один базальт брекчирован; трещины заполнены смектитом.

Скв. 465. Поднятие Хесса, южная часть. Глубина – 2161 м; проходка – 96 м.

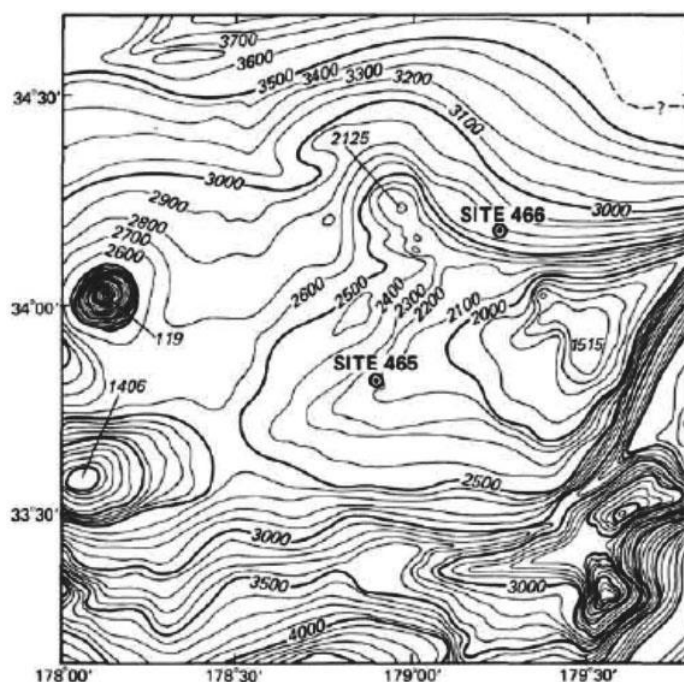


Рис. 1. 471. Батиметрическая карта южной части поднятия Хесса.

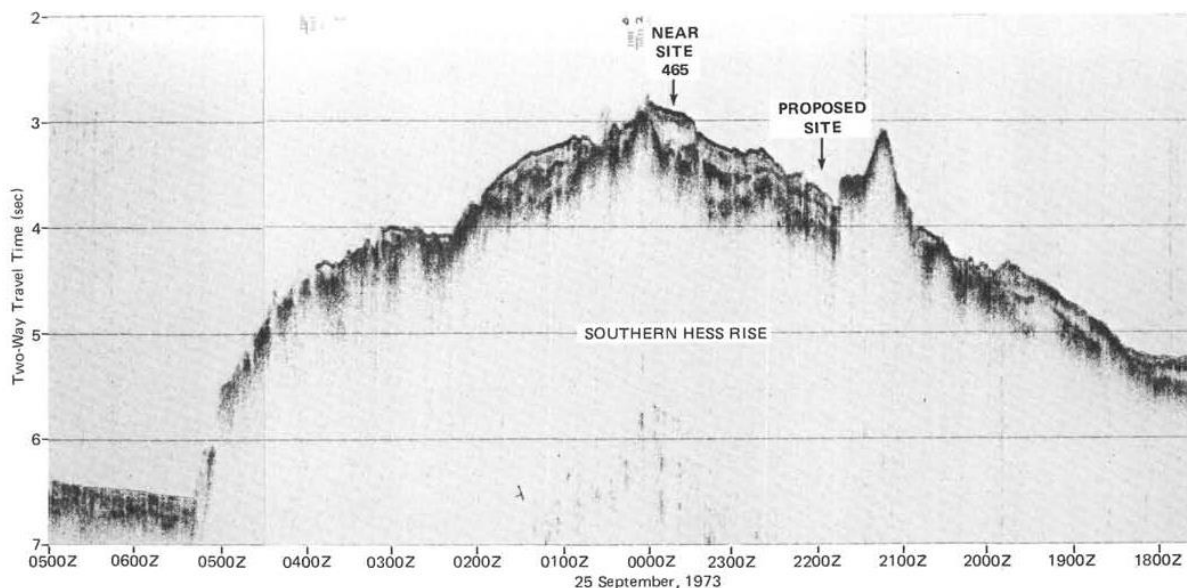


Рис. 1. 472. Сейсмический профиль района заложения скв. 465.

Древнейшие осадочные породы: чередование известняков и мела, прослой пиритоносной глины – нижний мел (верхний альб). Основание пачки 2 (65-110 см) характеризуется значительными литологическими вариациями. Первые несколько слоев массивных обломочных известняков наблюдались в интервале от 110 до 115 см. Многие обломки в кластическом известняке являются измененными трахитами. Слои кластических известняков чередуются со слоями оливково-зеленых известняков с многочисленными прослоями, обогащенными органическим углеродом.

Вулканический пепел наблюдался в интервале 143-148 м, где чередовался с известняком, доломитом, слоями, обогащенными органическим углеродом.

Трахиты пачки 3 перекрыты непосредственно слоем пепла.

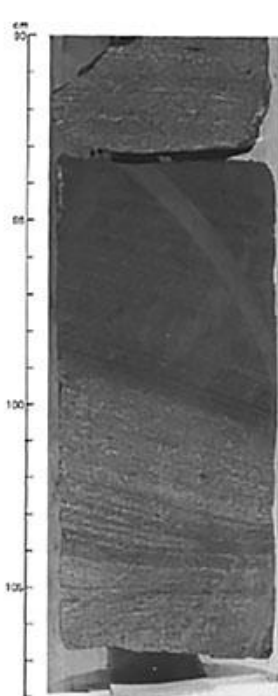


Рис. 1. 473. Типичный полосчатый известняк пачки 2, демонстрирующий изменения угла падения полосчатости.

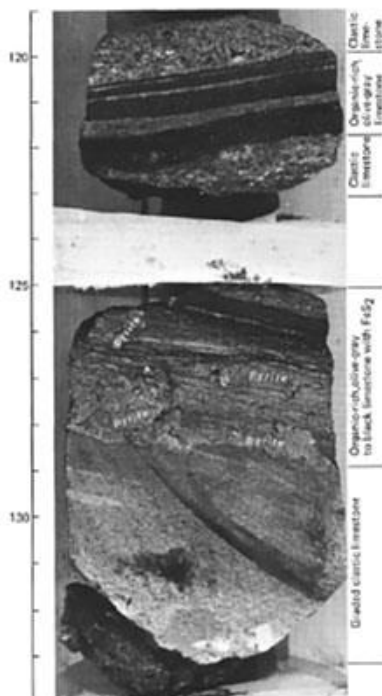


Рис. 1. 474. Слоистый кластический известняк и углеродистый известняк с пиритом в тонких прослоях и линзах.

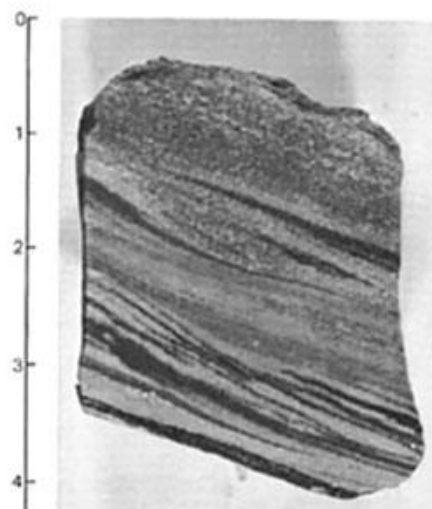


Рис. 1. 475. Обогащенный органическим веществом, пиритизированный вулканический пепел пачки 3.

Трахиты брекчированы в верхней части пачки, а фрагменты трахита сцементированы кальцитом и доломитом. Трахиты в брекчии вблизи верхней части пачки 3 отчетливо хорошо округлены и обычно плавают в карбонатном цементе. С глубиной обломки трахитов становятся более угловатыми. Количество карбонатного цемента уменьшается, и он затем только заполняет трещины в трахите на глубине 429 м, обычные трахитовые брекчии сменяются миндалекаменным трахитом пачки 3. В дальнейшем при описании трахитов в брекчии отмечается их высокая измененность. Основной вторичный минерал, почти нацело замещающий обломки миндалекаменных трахитов в брекчии – смектит. Глубоко выветрелый трахит и трахитовая брекчия, цементируемая кальцитом, подстилают осадочную пачку скв. 465. Трахитовая брекчия составляет верхние 17 м, остальные 47 м – трахиты. Трахиты – миндалекаменные. Предполагается мелководное субаэральной остывание трахитов, отложение пепла временными течениям, высокое содержание органического материала, многочисленные обломки моллюсков. Седиментация в альбе происходила в мелководных условиях

Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом седиментации позднего альба.

Скв. 466. Южная часть поднятия Хесса. Глубина 2665 м. Проходка 312 м.

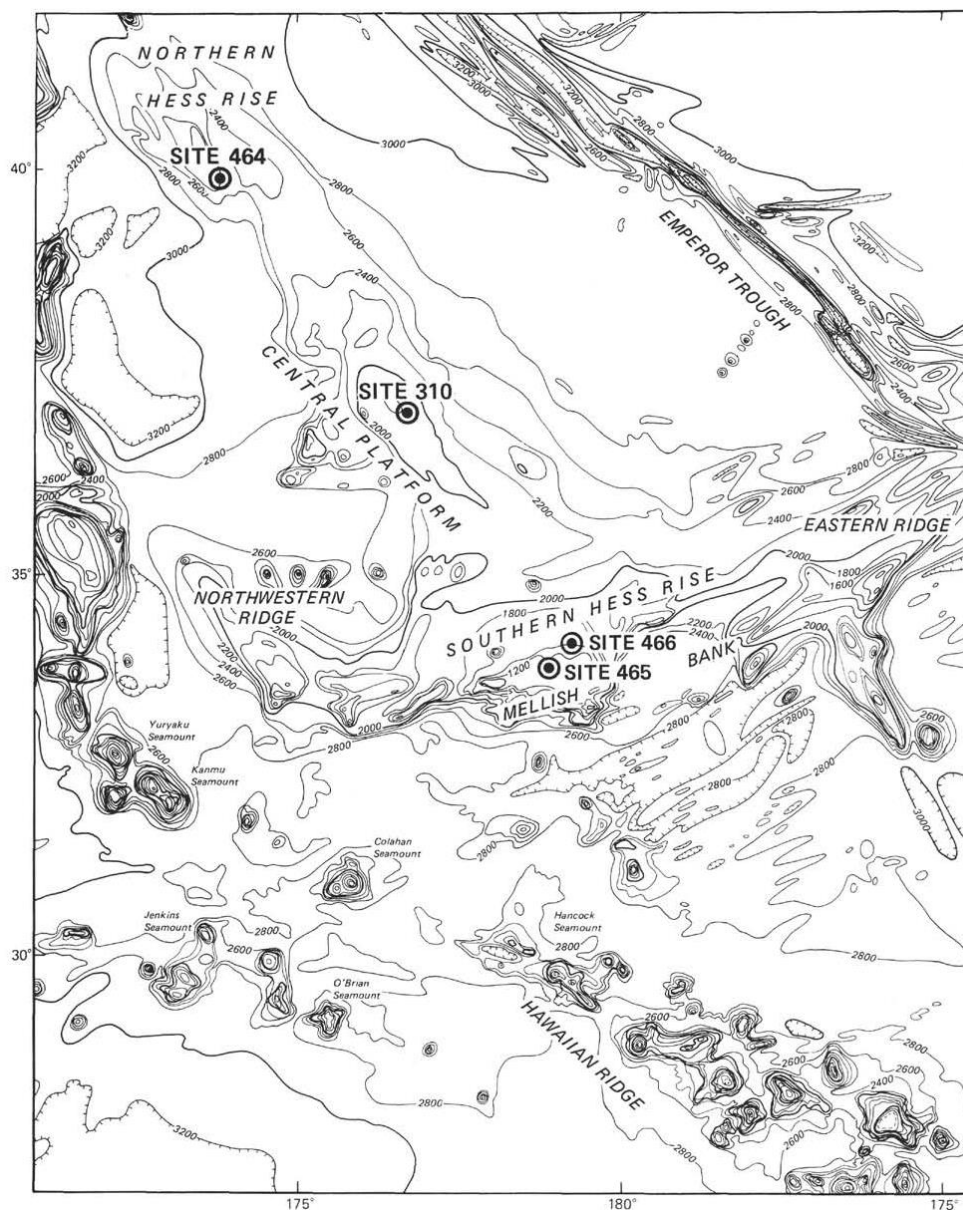


Рис. 1. 476. Размещение скв. 466 в поднятии Хесса.

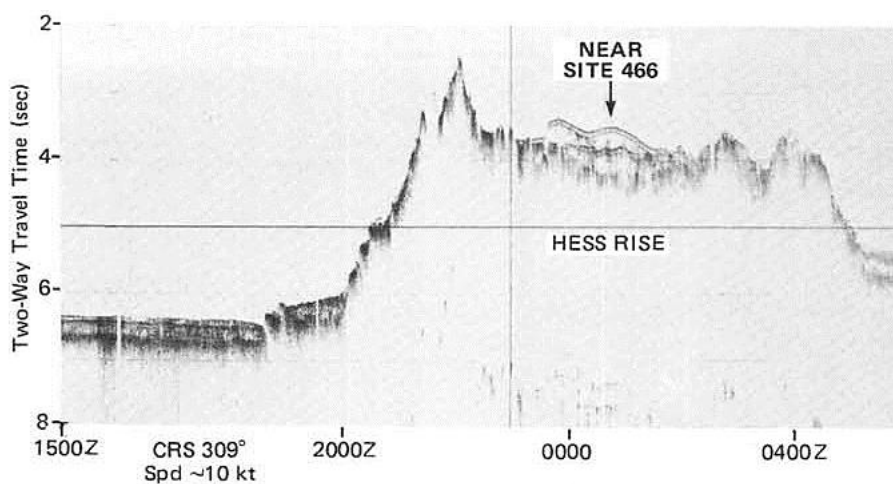


Рис. 1. 477а. Сейсмический профиль района заложения скв. 466.

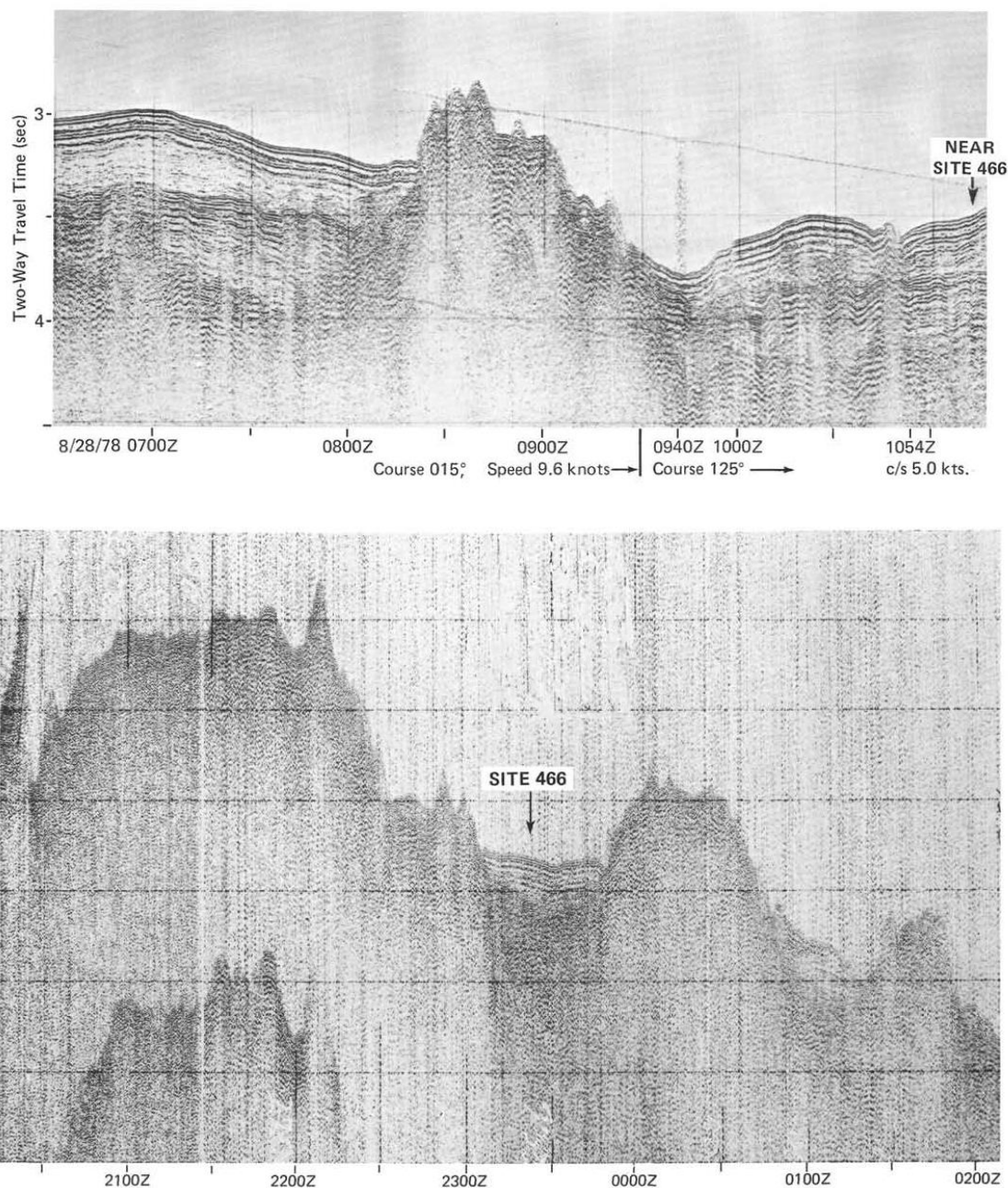


Рис. 1. 477б. Сейсмические профили района заложения скв. 466.

Основание разреза: известняки и мел – поздний альб. Эти известняки коррелируются с известняками скв. 465. Осадки пачки 1 – кремнистые нанофоссильные илы – плейстоцен. Верхняя часть 88 м – от среднего эоцена до плейстоцена. Перерывы фиксируются в сеномане, позднем сантоне-раннем кампане, раннем маастрихте- среднем эоцене и позднем эоцене- раннем плиоцене. Присутствие базальтовой гальки в нанофоссильных илах и кремнях показывает, что формирование тектонического поднятия и, или вулканизм, происходили в позднем мелу или в раннетретичное время. Главные события мелового вулканизма – баррем- апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет, но возможно, что вулканизм был связан во времени и пространстве. Важно также отметить вулканическое событие, зафиксированное в виде вулканогенных осадков в сантоне-маастрихте в восточной части гор Мид Пасифик и гайота Горизон в островной цепи Лайн.

Поднятие Хесса разделяется на три физиографические или морфологические провинции: северное

поднятие Хесса, центральная платформа и южное поднятие Хесса которое подразделяется на западный хребет, банку Меллиш и восточный хребет. Эти поднятия разделены разломами, которые внутри поднятий разграничивают их на грабены и горсты, а также на западный и южный разломные эскарпы. Изверженные породы представлены толеитовыми базальтами в северном поднятии (скв. 464) и трахитами (скв. 465) – в южном поднятии. Трахиты извергались в мелководных или субаэральных условиях и представляют поздние дифференциаты щелочно-базальтового расплава. Геохимически толеиты подобны трахитам, позднестадийных извержений многих океанических островов. Обломки щелочных базальтов в верхнемеловых известковистых илах скв. 466, возможно, являются отражением позднемеловых - раннетретичных тектонических событий, которые вывели древнюю кору выше уровня моря, и могли способствовать эрозии альтернативной вулканизму, который мог строить острова.

Данные сейсмостратиграфии коррелируются с главными литофациями. Нижняя акустическая пачка – вулканическое основание. Местами верхи этой пачки представлены хорошо литифицированными известняками и кремнями. Средняя пачка акустически расслоена и представлена известняками альба и сеномана, мелом и кремнями южного поднятия Хесса, и альб-сеноманскими кремнями, мелом, известняками северного поднятия Хесса. Средняя пачка, возможно, альб - до нижнетретичных - мел, кремни и нанофоссильный ил вскрыты бурением на центральной платформе. Верхняя акустическая пачка слабо стратифицирована и представлена верхним мелом до квартера нанофоссильными илами на южном поднятии и пелагическими глинами того же возраста на северном поднятии Хесса. На центральной платформе эоцен-квартер – нанофоссильные илы, доломиты и пелагические глины.

Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела.

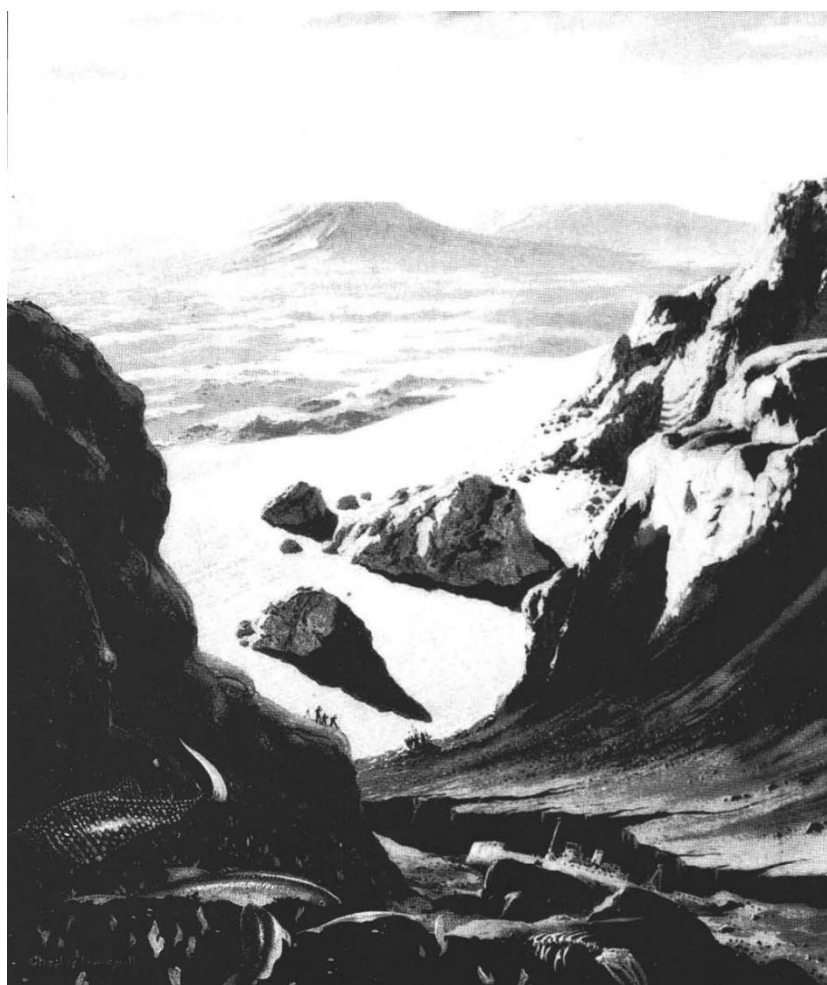


Рис. 1. 478. Художественное изображение ландшафта гор Мид-Пасифик.

Свидетельством проявления поздних стадий вулканизма является присутствие трахитовых пеплов в средне - позднемеловых отложениях и присутствие гайотов, венчающих главные вулканические постройки. Палеорекострукции этого региона по данным бурения скв. 463 позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины. Мелководные известковистые фоссилии в скв. 463 содержатся в мелах, известняках и кремнях мела. Эти отложения накапливались быстро и документируют присутствие высокопродуктивных поверхностных водных масс вокруг бывших вулканических островов и выше побережья. Кайнозойские известковистые илы прерываются в некоторых местах несогласиями.

Переработанный пелагический материал, совместно с перерывами и несогласиями, указывают на интенсивное возобновление действия мезо- и батипелагических водных масс, которые могли генерировать интенсивную придонную эрозию.

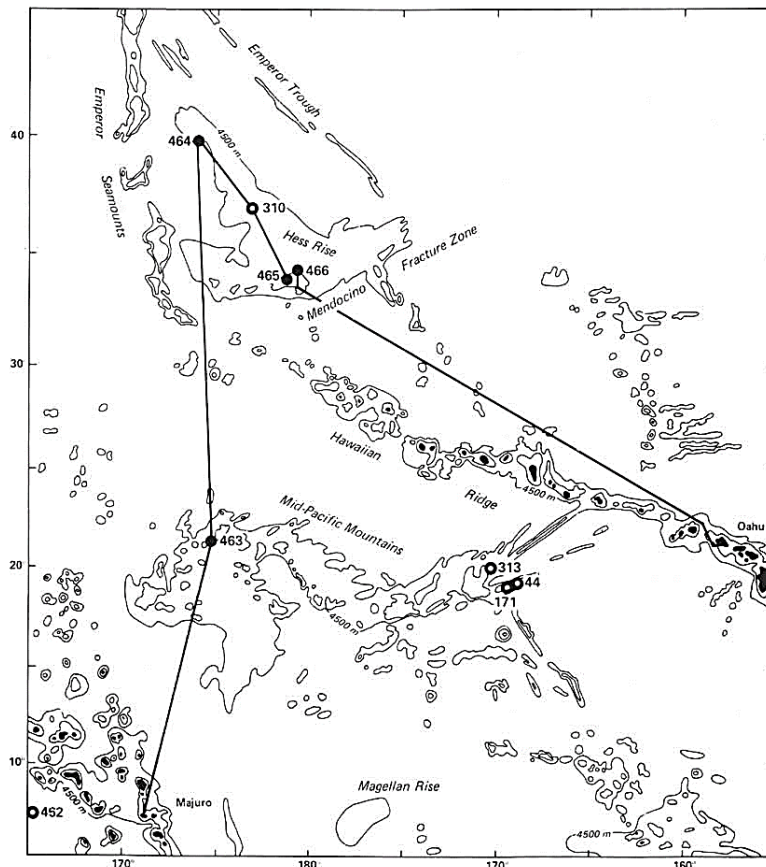


Рис. 1. 479. Размещение скважин глубоководного бурения в горах Мид-Пасифик и поднятии Хесса. Скважины рейса 62 объединены линией.

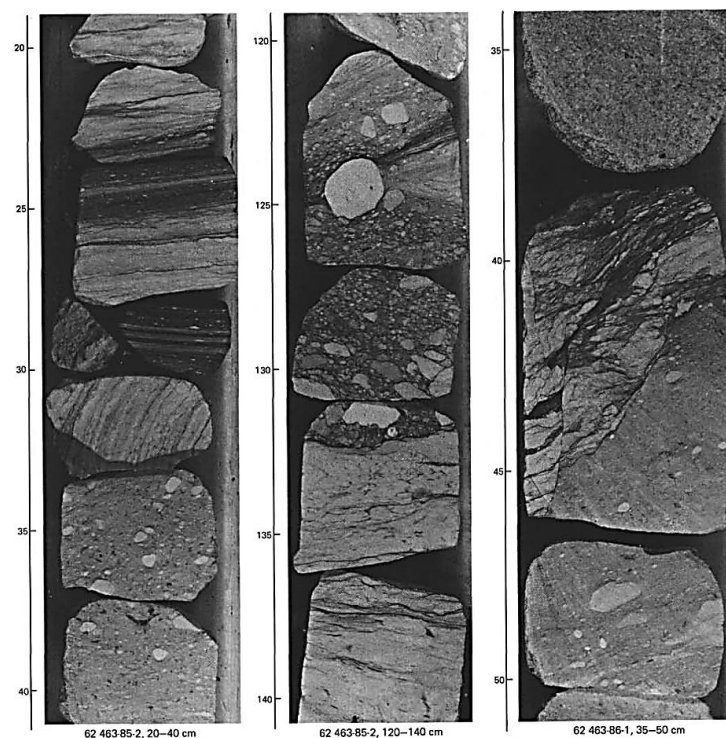


Рис. 1. 480. Примеры керна скв. 463 кластических мелководных известковых конгломератов баррема и нижнего апта.

Скв. 313. Срединно-Тихоокеанские горы Мид-Пасифик. Глубина – 3492 м, проходка – 606 м.

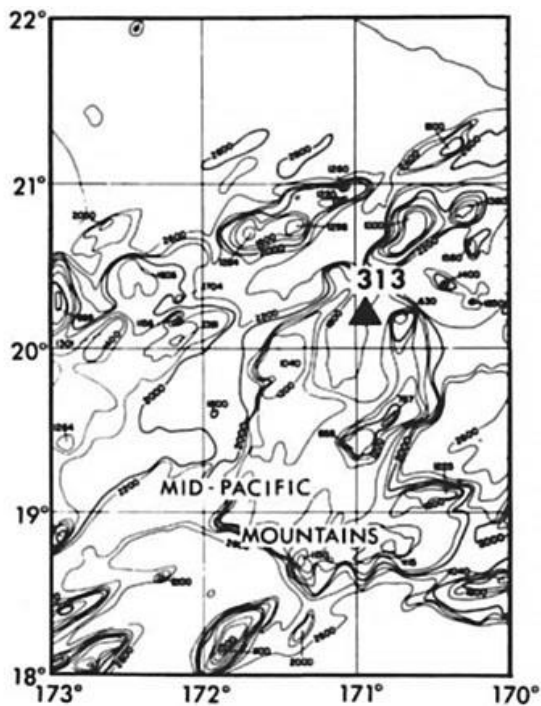


Рис. 1. 481. Батиметрия района заложения скв. 313.

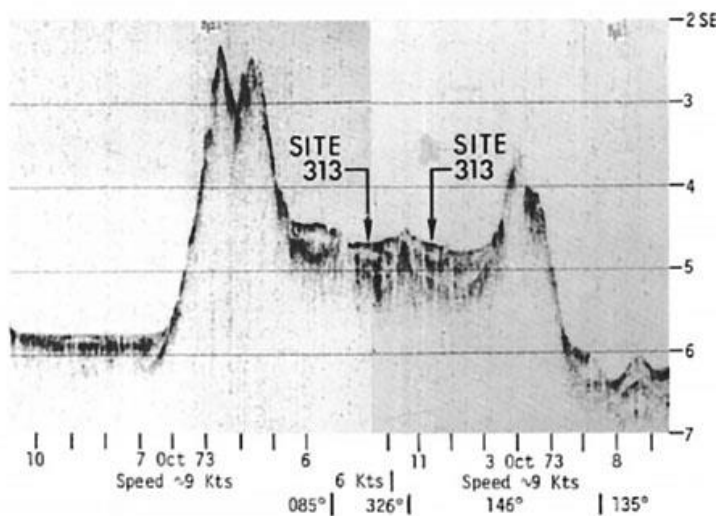


Рис. 1. 482. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 313.

Древнейшие осадочные породы: турбидитовая толща известняков, известковистых вулканогенных песчаников, алевролитов и аргиллитов, прослойки брекчий – кампан.

Основание: базальт.

В разрезе выделены следующие пачки:

Пачка 1 (интервал 0-400 м) – фораминиферовый ил, переходящий в мел, содержащий кремнистые включения на интервале 149,5 м;

Пачка 2 (интервал 400-594 м) – вулканические песчаники, известняки. Содержат турбидиты различной мощности (до 4 м) с обломками до 10 см. Слои турбидитов косослоистые. Вулканические песчаники, перекрываемые полосчатыми вулканическими кремнистыми породами, переслаиваются с известковистыми кремнями, полосчатыми фораминиферовыми известняками и биотурбированными известняками. Вулканические песчаники известковистые, в нижней части разреза в них преобладают минералы глин. Вулканический материал: палагонит, угловатые обломки базальтов. Пироксен, полевой шпат сцементированные нонтронитом, селадонитом (глины) и кальцитом (в незначительном количестве). Основание пачки ~ 4 м содержит угловатые, округлые и удлиненные обломки базальта, вулканического стекла, песчаника, аргиллита, известняка, варьирующих в размере до нескольких сантиметров с мелкозернистым карбонатным цементом (60 % обломков пород). Литология по мере движения вниз постоянна, но окраска меняется на красно-коричневую, связанную с присутствием гидроокислов железа, в том числе, и в известняках.

Пачка 3 (интервал 594-606 м) – базальты афировые, контакт с вышележащими породами не вскрыт. Базальты сильно трещиноваты; трещины заполнены цеолитом и кальцитом. В базальте 15 % миндалин размером от 1 мм до 2 см. Миндалины заполнены монтмориллонитом, кальцитом, кремневым цеолитом. В верхних частях двух потоков базальты коричневые; ниже коричнево-серые и серые. Наиболее изменены миндалекаменные базальты.

Рейс 130 . Плато Онтонг-Джава, 1990 . Kroenke, L. W., Berger, W. H., Janecek, T. R., et al. 1991. Proc. ODP, Init. Repts., 130: College Station, TX (Ocean Drilling Program).//doi:10. 2973/odp. proc. ir. 130. 1991.

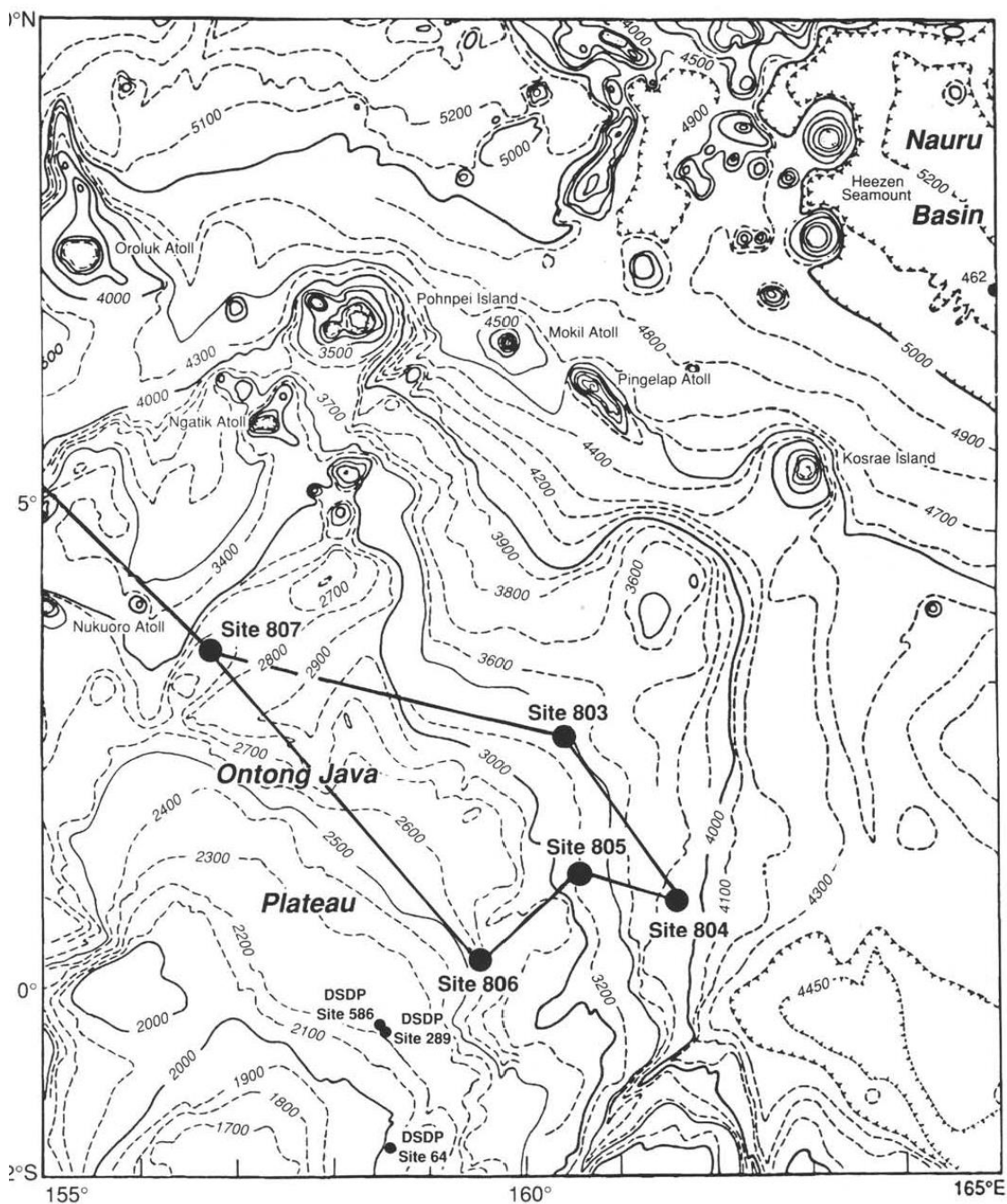


Рис. 1. 483. Схема расположения скважин рейса 130.

Скв. 803. Глубина – 3422 м. 4080 м; проходка – 656,0 м. В разрезе скв. 803 вскрыты следующие пакки.

Пачка 1а (интервал 0-217 м) – плейстоцен-средний миоцен – нанофоссильные и фораминиферовые илы палево-желто-коричневые сверху и серые (до белых) внизу.

Пачка 1в (интервал 217,1-563,7 м) – средний миоцен-верхний эоцен – нанофоссильный и фораминиферовый мел, серый до белого.

Пачка 2 (интервал 563,1-621,8 м) – верхний эоцен - средний эоцен – нанофоссильный мел белый, коричнево-серый, с редкими прослоями кремней.

Пачка 3 (интервал 621,8-626,3 м) – средний эоцен – начало позднего мела - аргиллиты с горизонтами, в различной степени обогащенными радиоляриями. Доминирующий цвет – коричневый, темно-коричневый. Обломочные компоненты: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, иллит, смешанослойные слюды. Существует значительное несогласие между породами пачки 3 и базальтовым основанием. Резкая смена окраски на границах пачек 2 и 3 тоже считается свидетельством несогласия между ними.

Пачка 4 (интервал 630,4-656,0 м) – сеноман (?) или древнее. Толеитовые базальты пробурены в интервале 631-656 м (выход керна 38%). Изменения в базальтах варьируют от средних до сильных в горизонтах пиллоу-лав, где развиты смектит и другие минералы, придающие породам коричневую и красно-коричневую окраску. Наиболее изменены базальты в непосредственном контакте с перекрывающими породами в интервале мощностью ~ 2 м, где базальты замещены минералами глин и пронизаны жилками кальцита, около которых породы наиболее изменены. Потоки базальтов сочетаются с меж подушечными известняками. Степень изменчивости базальтов убывает вниз по разрезу.

Скв. 804-806 – древнейшей породой является существенно фораминиферовый нанофоссильный мел – поздний миоцен – поздний олигоцен. В этих скважинах базальтовое основание не вскрыто.

Скв. 807 С. Глубина – 2805,7 м; проходка – 748,4 м. Древнейшие осадочные породы: известняки, аргиллиты, радиоляриевые алевролиты, немного кремней – апт-альб.

Основание: базальт.

Пачка 1 (интервал 0-968 м) – плейстоцен-средний-верхний эоцен – нанофоссильные и фораминиферовые илы и мел.

Пачка 2 (интервал 968-1351,4 м) – средний эоцен-поздний кампан. Доминируют известняки, развиты кварциты и нанофоссильный мел с радиоляриями. В основании пачки (интервал 1098-1351,4 м) кремни окрашены в различные оттенки красного и коричневого цветов. Появляются прослои глин, образованных по измененному пеплу.

Пачка 3 (интервал 1351,4-1379,7 м) – верхний альб-нижний сеноман – аргиллиты, алевролиты, с варьирующим количеством радиолярий, и известняки апта и альба. Вверху – преобладают аргиллиты (интервал 1351,4-1369,7 м) – темно-серо-коричневые, красно-коричневые и черные. Известняки основания разреза пачки присутствуют также в виде прослоев в базальтах. Верхний такой прослой залегает среди темно-красно-коричневых витрокластических туфов. Наиболее нижний оливково-коричневый известняк (глинистый) содержит кварц и глауконит. Базальные известняки раннего мела прямо налегают на базальты без металлизированного горизонта, что свидетельствует о возможном перерыве между ними.

Пачка 4 (интервал 1379,7-1528,4 м) – апт-альб – базальтовое основание пробурено на протяжении 149,7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами – подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт (?)) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Изменения преимущественно связаны с жилками (~ 5 мм), заполненными глинами или кальцитом. Некоторые более мощные жилы (до 7 см) коричневых глин и гидроокислов железа, подобные, но меньшей мощности, присутствуют практически повсеместно. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия.

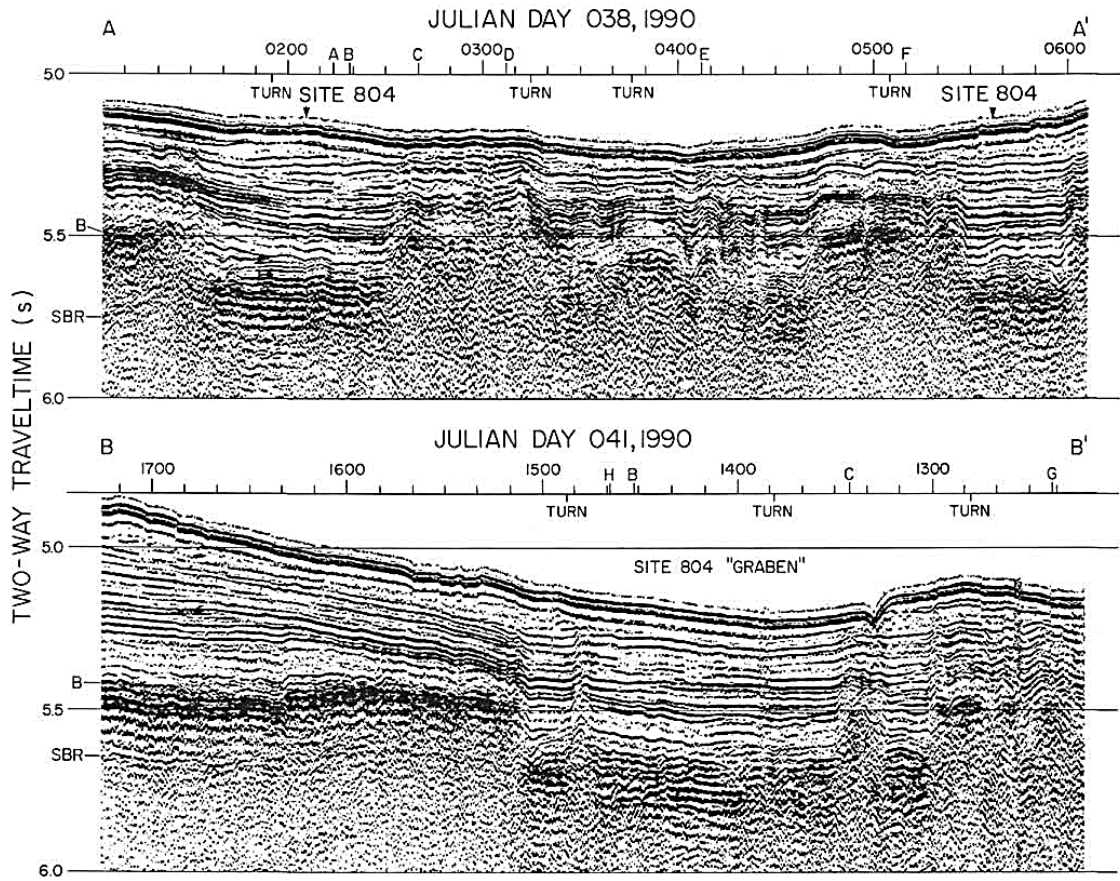


Рис. 1. 484. Сейсмический профиль района заложения скв. 804.

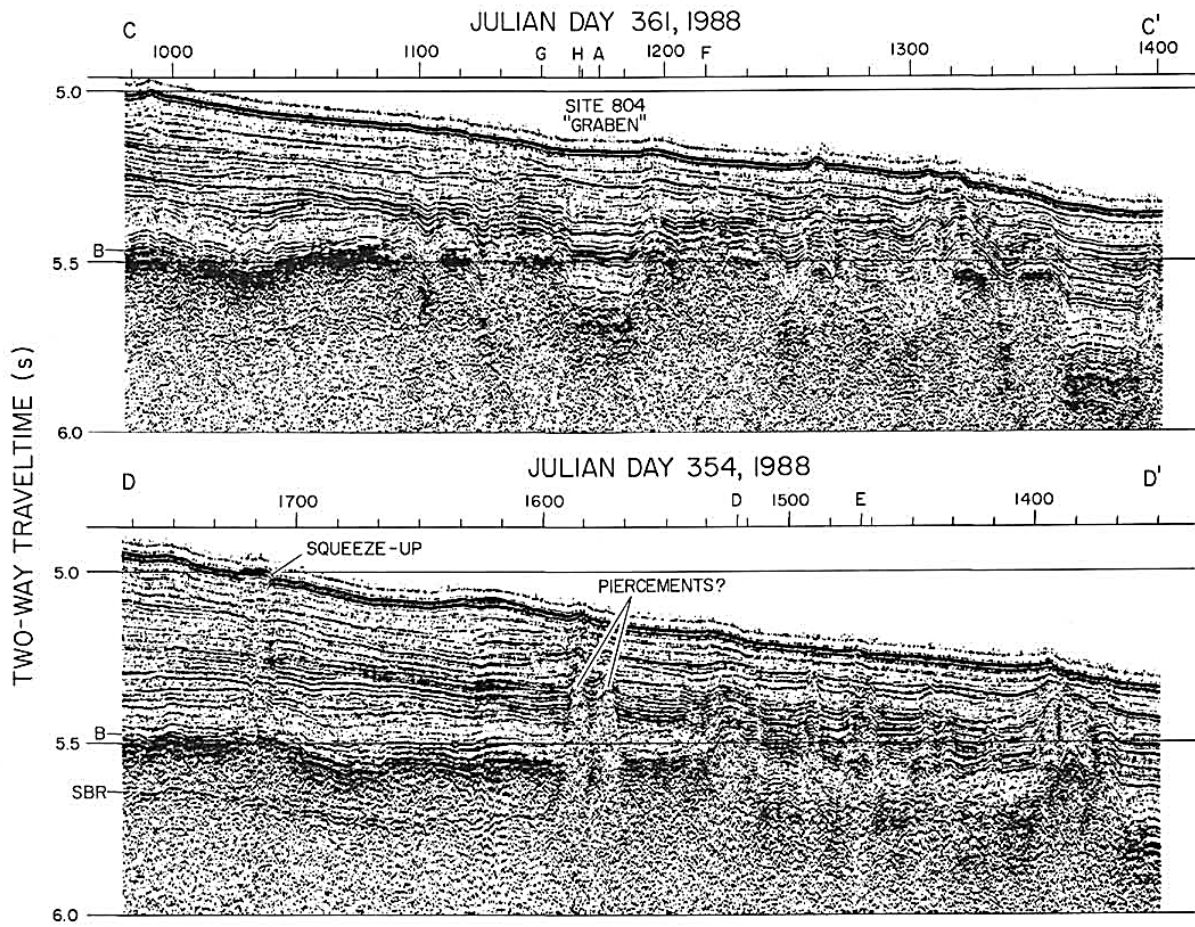


Рис. 1. 485. Сейсмический профиль района заложения скв. 804.

Строение рельефа плато отражает вулканическую топографию. Депрессии формируются разломами. Суббазальтовый рефлектор может быть связан с присутствием прослоев осадочных пород и фиксировать значительные перерывы между этапами вулканизма.

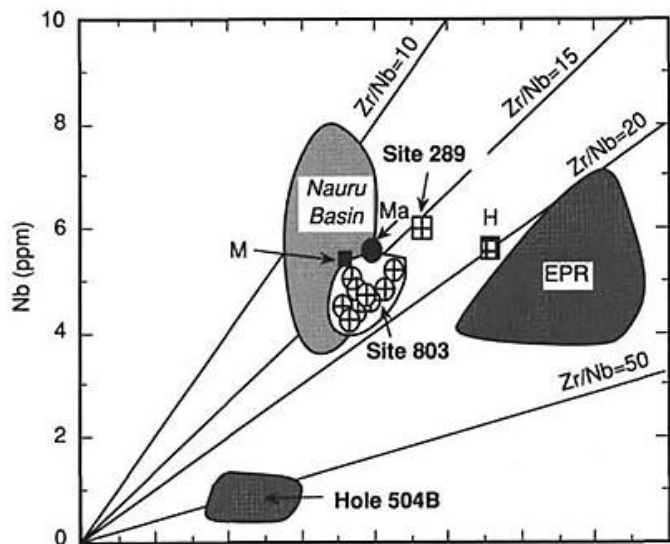


Рис. 1. 486. Диаграмма в координатах Zr/Nb для толеитов скв. 803. Для сопоставления приведено Восточно-тихоокеанское поднятие (EPR).

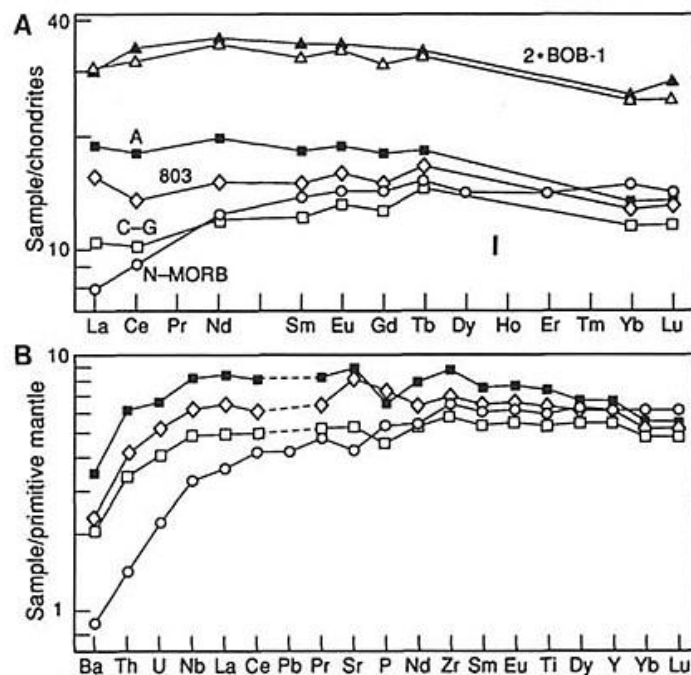


Рис. 1. 487. А РЗЭ в базальтах скв. 803 (открытые ромбы), скв. 807 пачки А (заполненные квадраты) и пачек С-Г (открытые квадраты). Все базальты рейса 130 слабо обогащены. ЛРЗЭ относительно нормальных MORB (представительные открытые кружки). В. Средние нормализованные по примитивной мантии для базальтов скв. 803.

Скв. 504 – рифт Коста Рика и бассейн Науру. Среднее для лав плато Маникик «М», а также для базальтов поднятия Хесса «Н».

Базальты основания плато Онтонг-Джава - толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были найдены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают ограниченный диапазон несовместимого элемента и изотопическую вариацию, но небольшие различия очевидны между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков в скв. 807 - ^{40}Ar - ^{39}Ar . Возраст лавы скв. 807 и скв. 286 глубоководного бурения неразличим в отношении раннего апта, среднее значение 122 млн лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), что указывает на то, что платообразующий вулканизм закончился более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато. Изотопы Pb-Nd-Sr лав скв. 289, 803 и 807, а также лав южной Малаита, соответствуют источнику с параметрами $\epsilon\text{Nd}(T)$ = от +4,0 до +6,3, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0.70423-0.70339$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.245-18.709$ и обладающему последовательно большим $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для данного $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем тихоокеанские с MORB. Очень высокий уровень плавления и отсутствие заметных изменений возраста лучше всего объяснить, тем, что основная часть плато была построена быстро, на плато в течение 30 млн. лет или больше.

Рейс 143. Гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана, Горы Мид-Пасифик. 1993 Sager, W. W., Winterer, E. L., Firth, J. V., et al., 1993. Proc. ODP, Init. Repts., 143: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.143.1993.

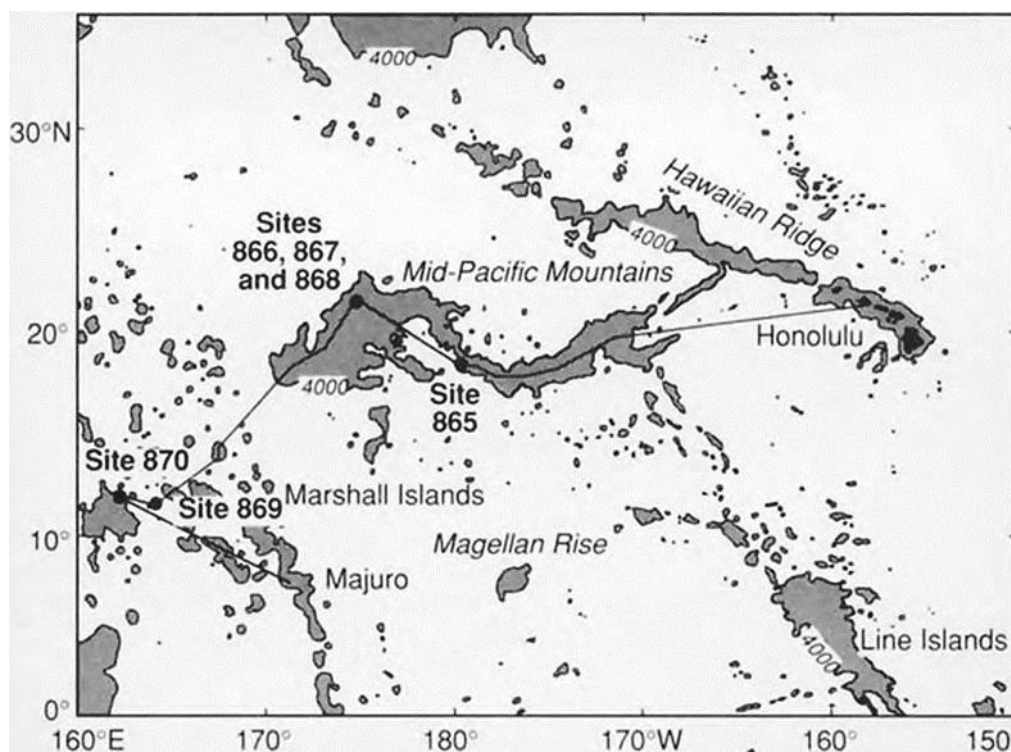


Рис. 1. 488. Карта расположения скважин рейса 143.

Скв. 865. Скважина расположена на вершине гайота Ааллисон в горах Мид-Пасифик. Глубина 1528 м. проходка 136 м. В скважине вскрыты:

Пачка 1 – (интервал 0-139,7 м) – квартал - средний палеоцен – фораминиферовые илы и пески. Около 90% разреза - средний палеоцен и поздний эоцен - значительное количество фораминиферовых песков.

Пачка 2 – (интервал 139,7-207,3 м) – поздний мел – фосфатизированные закарстованные известняки с оксидами марганца.

Пачка 3 – (интервал 207,3-621,9 м) – поздний альб – белые известняки с ракушками с арагонитизированными моллюсками; гастроподы, двустворки, губки, бентические фораминиферы, остракоды, водоросли. Рудисты и кораллы в некоторых прослоях. Эпизодические субаэральные обнажения фиксируются присутствием эрозийных поверхностей, красных налетов и брекчированных ракушнякав.

Пачка 4 – (интервал 621,9 м-870,9 м) – поздний альб – ракушняка с уменьшением вверх по разрезу глин и органического материала. В известняках различные биота-бентические фораминиферы, остракоды, двустворки, одиночные кораллы, губки и красные водоросли. Обычные фрагменты обуглероженных наземных растений.

Скв. 866, 866А. Глубина – 1361,8 м; проходка – 1746,3 м. Скв. 866 пробурена на северном окончании гайота Резолюшн в поднятии Мид-Пасифик.

Древнейшие осадочные породы: песчаники, известняки, брекчии – баррем. Основание: базальт.

Скв. 866В. Глубина – 1474,5 м; проходка – 117,4 м.

Пачка 1 (интервал 0,0-0,9 м) – верхний плиоцен – фораминиферовый нанофосильный ил. Пачка 1 – тонкий пелагический слой, представляющий часть истории гайота Резолюшн после его затопления. Осадки – переработанные, содержат марганцевые микронодули.

Пачка 2 (интервал 0,9-19,6 м) – мел – омарганцованные известняки. Плохо вскрытые породы представлены несколькими гальками инкрустированных марганцевыми корками известняков – минерализованная поверхность слоя мелководных известняков.

Пачка 3 (интервал 19,6-434,5 м) – апт-альб – обломочные известняки с фрагментами двустворок, гастропод, бентических фораминифер, эхиноидов, остракод, губок и водорослей. Редкие компоненты – кораллы, серпулиды, и бриоза.

Пачка 4 (интервал 434,5-791,8 м) – апт-альб – циклические обломочные ракушняковые известняки с прослоями глин, обогащенных органическим веществом. Обломочные известняки с гастроподами и фораминиферами, фрагментами двустворчатых раковин, гастропод и водорослей, фрагментами лигнита, крупными вертикально ориентированными углефицированными фрагментами растений – фоссилизированная кора.

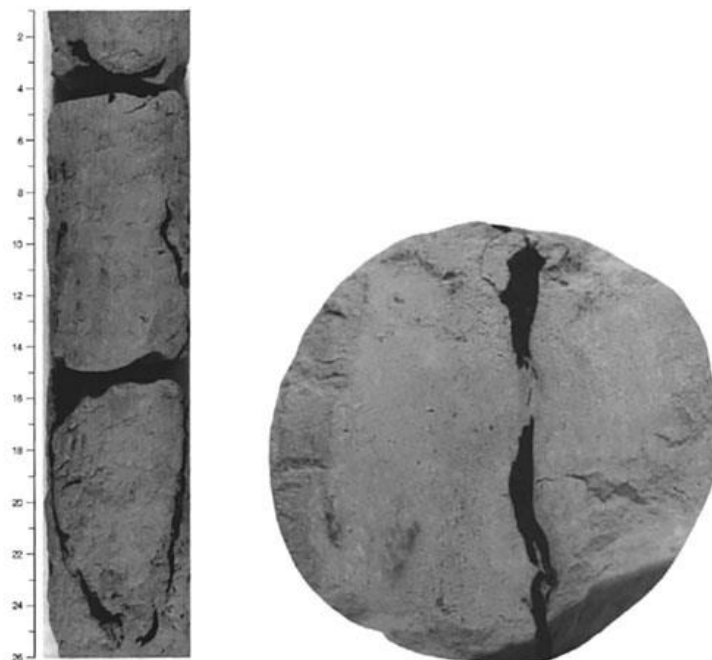


Рис. 1. 489. Вертикально ориентированный фрагмент углефицированного растения.

Пачка 5 (интервал 676,6-791,8 м) – апт – 115 м массивных оолитовых зернистых известняков коричневого цвета, локально косослоистых, хорошо отсортированных; обломки раковин, фораминиферы, водоросли, кораллы, гастроподы, крупные фоссилии, пелоиды, онкоиды, обломки двустворок, кораллов и гастропод.

Пачка 6 (интервал 791,8-1203,4 м) – апт – 412 м – циклические обломочные известняки с прослоями водорослей и глинисто-органическими прослоями, обогащенными органикой. Основание пачки – коричневые доломитизированные известняки.

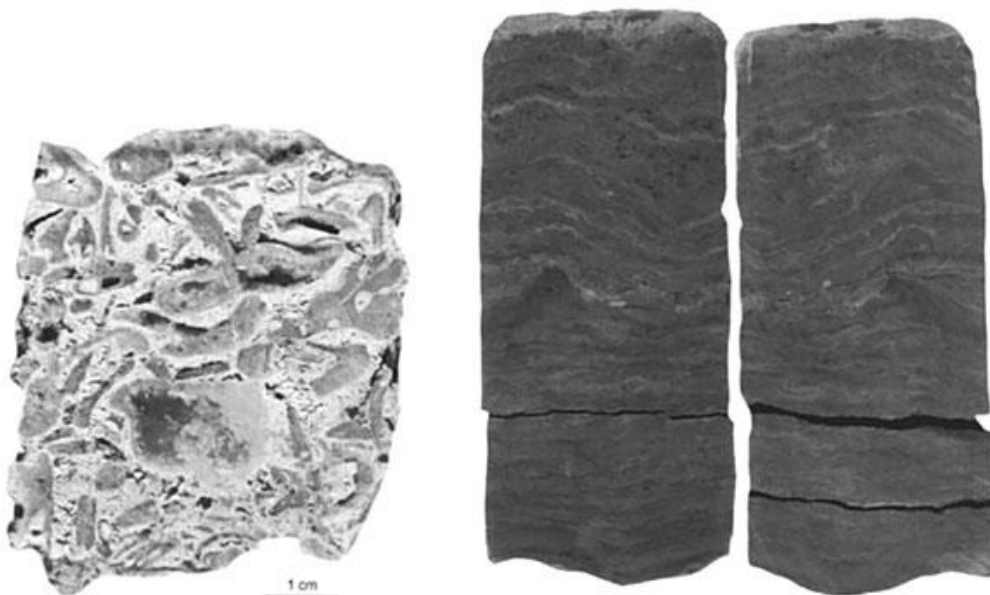


Рис. 1. 490. Обломочный известняк – ракушняк.

Рис. 1. 491. Водорослевые строматолиты.

Пачка 7 (интервал 1203,4-1399,7 м) – баррем – циклические доломитизированные оолитовые, пелоидальные зернистые известняки, песчаники, глины, насыщенные органическим материалом в отдельных интервалах.

Пачка 8 (интервал 1399,7-1620,0 м) – баррем – коричневые доломитовые известняки с гастроподами, зеленые водоросли, обломки двусторок, кораллы, морские ежи. Нижние 15 м – оолитовые известняки с небольшими зернами измененного базальта и фауна, аналогичная описанной в пачке 7. Изверженное основание пробурено на 123,6 м с выходом керна 37 %, представлено последовательностью субаэральных потоков, разделенных обломочными и глинистыми интервалами. Контакт с вышележащими породами выражен появлением обломочного материала измененных базальтов в карбонатных породах (обломки ~ 2 см).

Этот горизонт подстилается обломочным (rubbly) горизонтом, состоящим из полностью измененных базальтов, смешанных с красной глиной.

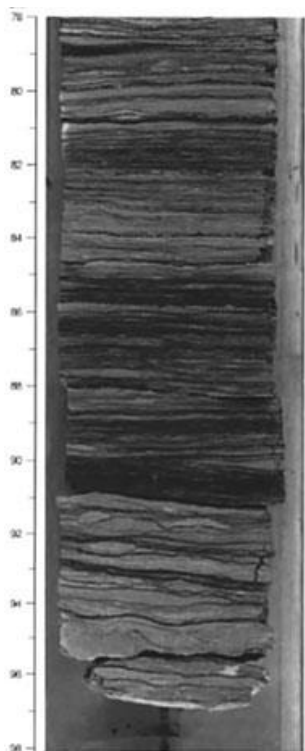


Рис. 1. 492. Водоросли, чередующиеся со слоями, обогащенными органикой.

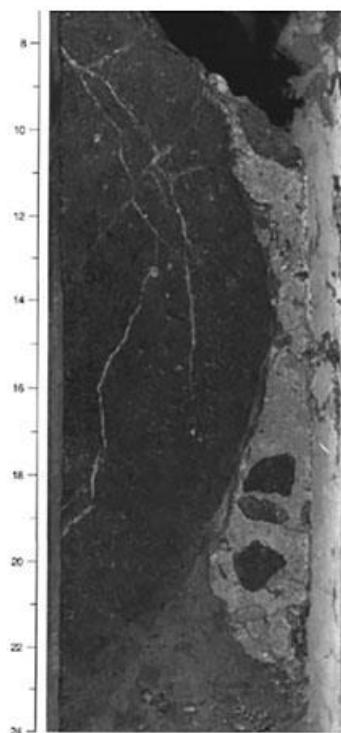


Рис. 1. 493. Контакт светло-серых оолитовых обломочных известняков пачки 8 с измененными базальтами пачки 9.

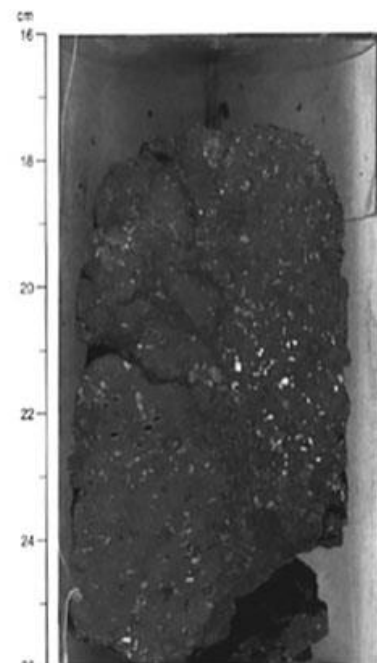


Рис. 1. 494. Вулканическая брекчия с фрагментами базальтовой лавы в красном матриксе смектита и гематита.

Вулканическое основание представлено 125 м лавовых потоков внутри базальтовых обломочных интервалов. Мощность потоков – от 4 до 26 м. Лавовые потоки от средне- до сильно измененных миндалекаменных базальтов. Внутри базальтовые горизонты характеризуются присутствием:

1 – брекчии угловатых и субугловатых фрагментов миндалекаменных базальтов – высоко- и полностью измененных;

2 – матрикса брекчий – красными глинами, темно-красно-коричневыми песчанистыми глинами или корами выветривания (soil).

В некоторых местах красные глины образуют сплошные горизонты; – трещины в вулканических брекчиях заполнены глиной.

Меж базальтовые горизонты представляют собой породы, сформировавшиеся в периоды обнажения и выветривания. Коры выветривания (soil) могут развиваться на поверхности потоков в виде красных глин – такие поверхности относятся к болам (boles). Органический материал может присутствовать в них, но, в случаях его отсутствия, выветривание может представлять собой латеритной корой выветривания.

Скв. 869 расположена в 83 км юго-западнее пары атолл-гайот Бикини-Воджейбато. Глубина 4826 м. Проходка – 796,2 м. Основание разреза – сеноман – вулканокластические песчаники.

В разрезе скважины вскрыты.

Пачка 1 – (интервал 0-88,2 м) – верхний эоцен-нижний миоцен – глинистый нанофосильный ил и радиоляриево- нанофосильный ил. Радиолярии, спикулы губок. Глины. Деление на две субпачки по несогласию олигоцен - нижний миоцен.

Пачка 2 – (интервал 88,2-16,5 м) – нижний палеоцен-верхний эоцен – нанофосильно радиоляриевые илы с порцелланитами и кремнями.

Пачка 3 – (интервал 207,7-796,2 м) – средний-верхний сеноман – к кампану - раннему маастрихту – вулканокластиты, чередующиеся с нанофосильными и радиоляриевыми глинами. Характерно чередование вулканокластических песчаников и брекчий, чередующихся с пестро окрашенными аргиллитами. Выделено семь субпачек.

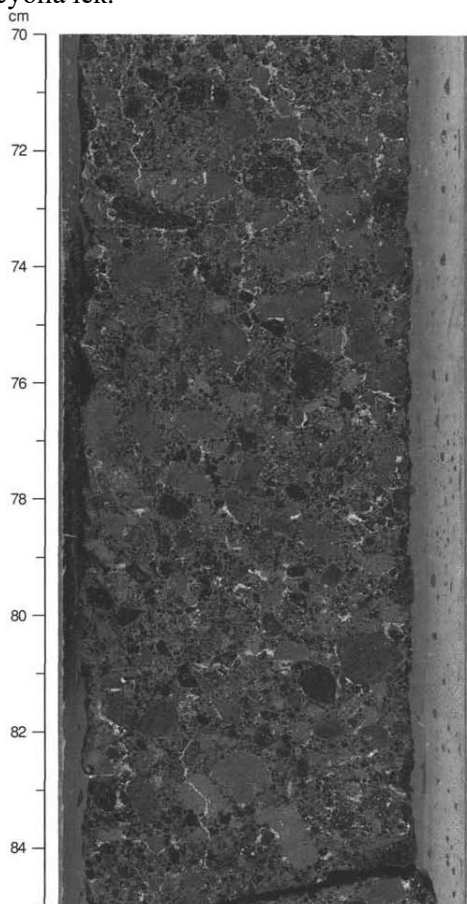


Рис. 1. 495. Вулканокластическая брекчия пачки 3.

Вулканокластические слои содержат обломки базальтов песчаной размерности. Многие обломки субугловаты и субокруглы – результат транспортировки на среднее расстояние. Размер обломков до 80 мм. Их большая часть подверглась изменениям. Мелководные биогенные фрагменты присутствуют в туроне и маастрихте – двустворки, гастроподы, эхиноиды, красные водоросли. Обугленные фрагменты древесины обнаружены на глубине 618 м. Мелководные отложения в сеномане отсутствуют. Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид-Пасифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации в процессе бурения 1600 м готерив-поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт-плиоценовых пелагических осадков. Базальные известняки готерива перекрывают кластические известняки баррема, которые являются древнейшими мелководными карбонатными породами, открытыми в горах Мид-Пасифик в Тихоокеанском бассейне. На основании анализа бентических фораминифер распознаются следующие главные палеогеографические условия, по данным бурения скв. 866: песчаные нормально морские условия – готерив; ограниченные лагунные условия со строматолитами – баррем ранний апт; нормальные морские лагунные условия – поздний апт-альб.

Глубокие скважины, пробуренные в древних лагунах Аллисон (скв. 865А) и Резолюшн (скв. 866А), вскрыли мощные мелководные известняковые платформы, которые фиксируют историю гайотов от погружения вулканического пьедестала через финальное погружение карбонатной платформы. Их формирование, несмотря на различия, были обусловлены сложными вертикальными траекториями. Карбонатная платформа сформирована в барреме, в условиях быстрого проседания и накопления 1620 м осадков в альбе. Напротив, мощность мелководного известняка, покрывающий Allison Guyot, составляет 731-м, накопленный во время его быстрого опускания в период позднего альба. Несмотря на быстрое оседание, лагунные фации на обоих гайотах указывают на очень мелководные условия осадконакопления во время формирования большей части истории карбонатных платформ. Кроме того, фрагменты разреза карбонатных платформ подразумевают короткопериодные циклы воздымания и погружения. Платформы обоих гайотов свидетельствуют о появлении карстообразования в какое-то время после альба. Скважины, пробуренные по периметру вершины гаюта Резолюшн не обнаружили обильный рифовый

материал, как на атоллах тихоокеанского кайнозоя. Эти результаты указывают на важные различия между кайнозойскими и меловыми атоллами в этой части земного шара; последние, вероятно, были скорее похожими на открытые платформы с низким рельефом. В скв. 869 была зафиксирована совершенно другая история, на пьедестале, примыкающем к паре атолл-гайот, Пикинни и Водеджебато. На этом участке было обнаружено удивительно небольшое мелководье. Вместо этого обилие вулканических веществ было связано с мутьевыми течениями, с позднего сеномана до маастрихта. Особенно большие притоки такого материала в сеномане и кампане могут означать вулканические эпизоды на близлежащем вулканическом сооружении. Немного мелководные фрагменты и кусочки остатков угольных растений в сеноманских слоях предполагают существование близлежащей земли и мелкой карбонатной отмели в то время. Во время кайнозоя вулканизм прекратился, и преобладали пелагические осадки.

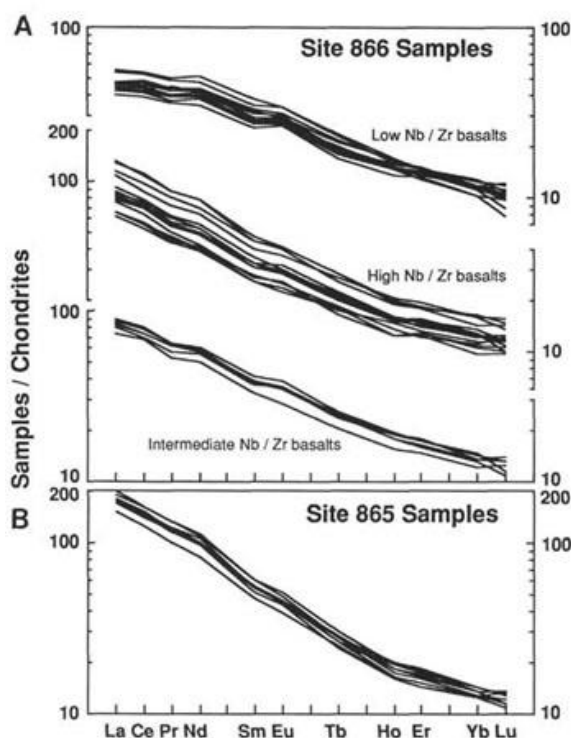


Рис. 1. 496. РЗЭ в базальтах скв. 866, 865.

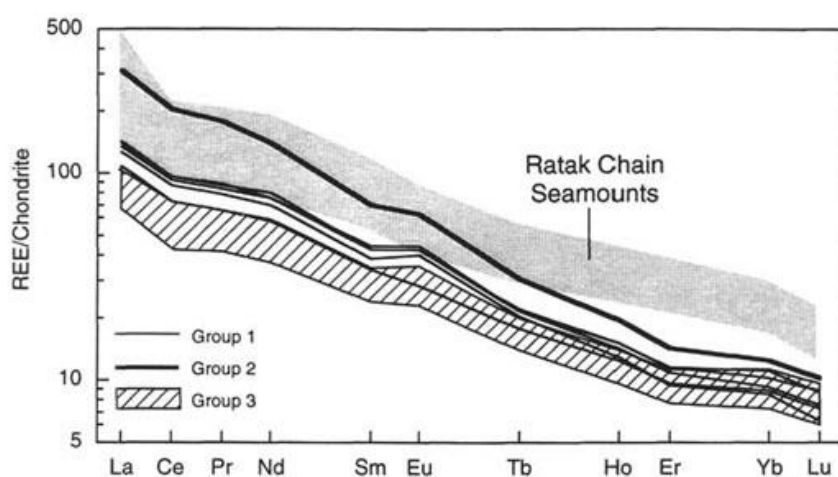


Рис. 1. 497. РЗЭ в обломках лав скв. 869. Для сопоставления показано (серое) РЗЭ лав Маршалловых островов – симаунты цепи Ратак.

Результаты бурения на гайотах Резолюшн и Аллисон гор Мид-Пасифик задокументировали длительную историю вулканизма, проседания и накопления готерив-альбских мелководных карбонатных отложений. Воздымание в среднем мелу завершилось последующим проседанием и накоплением пелагических осадков. Основание гайота Резолюшн представлено субаэральными потоками щелочных базальтов. Перекрывающие их мелководные осадки имеют мощность 1620 м. Осадки скв. 866 в 2 км от края платформы отлагались, в мелководных до промежуточных глубин, с чередующимися субаэральными обнажениями. В скв. 867 0,5 км от края платформы пляжные и штормовые отложения обычны и в скв. 868 – 0,9 км от края губки и рудисты в жизненных позициях обитания показывают условия края платформы.

В пределах гайота Аллисон щелочные базальты вскрыты в основании скв. 865А. Сейсмические данные показывают, что осадки мощностью 600 м перекрывают базальты. Осадки основания датируются альбом. Вышележащие глинистые известняки отлагались в спокойных условиях. Далее вверх по разрезу глины исчезают, отражая погружение вулканических холмов и проседание симаунтов. Выше отлагались серии ракушников в суб- и интраприливных условиях.

В позднейшем альбе снижение уровня моря на 200 м, известняковые слои на обоих гайотах продолжили формирование в субаэральных и эрозионных условиях, причины которых не ясны. В середине турона гайоты снова

были погружены и происходило накопление только пелагических осадков. Почему не было дальнейшего мелководного осадконакопления неясно. Верхнемеловые пелагические осадки сохранились только в полостях известняков альба. Эоценовые и палеоценовые осадки на гайоте Аллисон имеют мощность 120 м. Нижнемеловая платформа инкрустирована фосфатами и оксидами железа и марганца. Петрография, минералогия и геохимия 11 базальтовых кластеров и 12 гиалокластитов из вулканокластических осадков, описаны в скв. 869. Радиометрические даты показывают, что базальтовые обломки имеют сеноманский возраст (94-96 млн лет), что представляет их наиболее ранними изверженными образцами атолла Pikinni или Wodejebato Guyot.

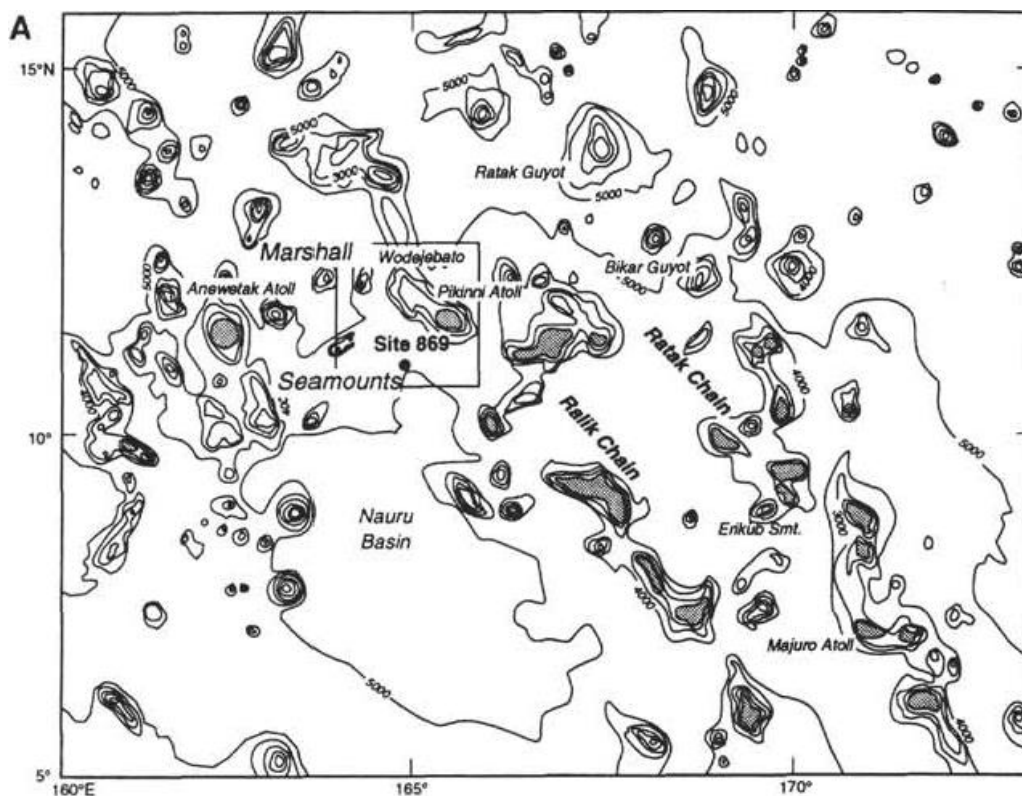


Рис. 1. 498. Схема размещения скв. 869 и атоллов Воджейбато и Бикини.

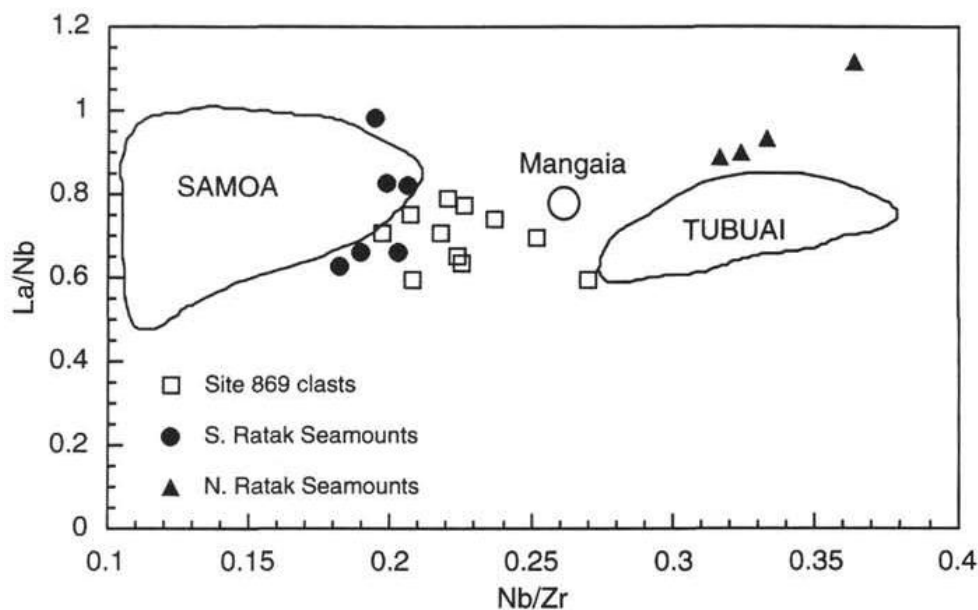


Рис. 1. 499. Геохимические характеристики обломков скв. 869 в соотношении с характеристиками симаунтов Ратак. Из диаграммы следует, что обломочная фракция скв. 869 располагается в поле параметров близких к базальтам Манагаи.

Обломки – это все гипокристаллические порфиновые базальты и делятся на три группы, основанные на их вкрапленниках, и текстурных характеристик. Гиалокластиты состоят из обрывков стекла, фрагментов минералов и литических фрагментов в матрице из цеолитных минералов. Минеральные составы типичны для фаз, кристаллизующихся от умеренно до умеренно щелочных расплавов. Кластеры имеют высокие несовместимые концентрации элементов и легкие редкоземельные элементы, характерные для щелочных островных базальтов (ОИВ). Кажется, что эти породы контролируются как вариациями степени частичного плавления, так и изменениями состава мантийного источника. Соотношения микроэлементов в кластерах, особенно Nb / Zr, предположили, что мантийный источник обломков был гетерогенным, с составами от Самоа до Тубуайи – (т. е. от EMU в NIMU). Этот тип изменения источника мантии согласуется с изотопными данными скв 869. Палеонтологические и радиометрические данные о возрасте свидетельствуют о том, что вулканизм в Пикинни / Водеджебато произошел в течение двух основных этапов, и что базальты скв. 869 являются продуктами первой щитовой стадии вулканизма, что свидетельствует о том, что базальты щитовой стадии гайотов Пикинни и Водеджебато состоят из слабо умеренно щелочных лав.

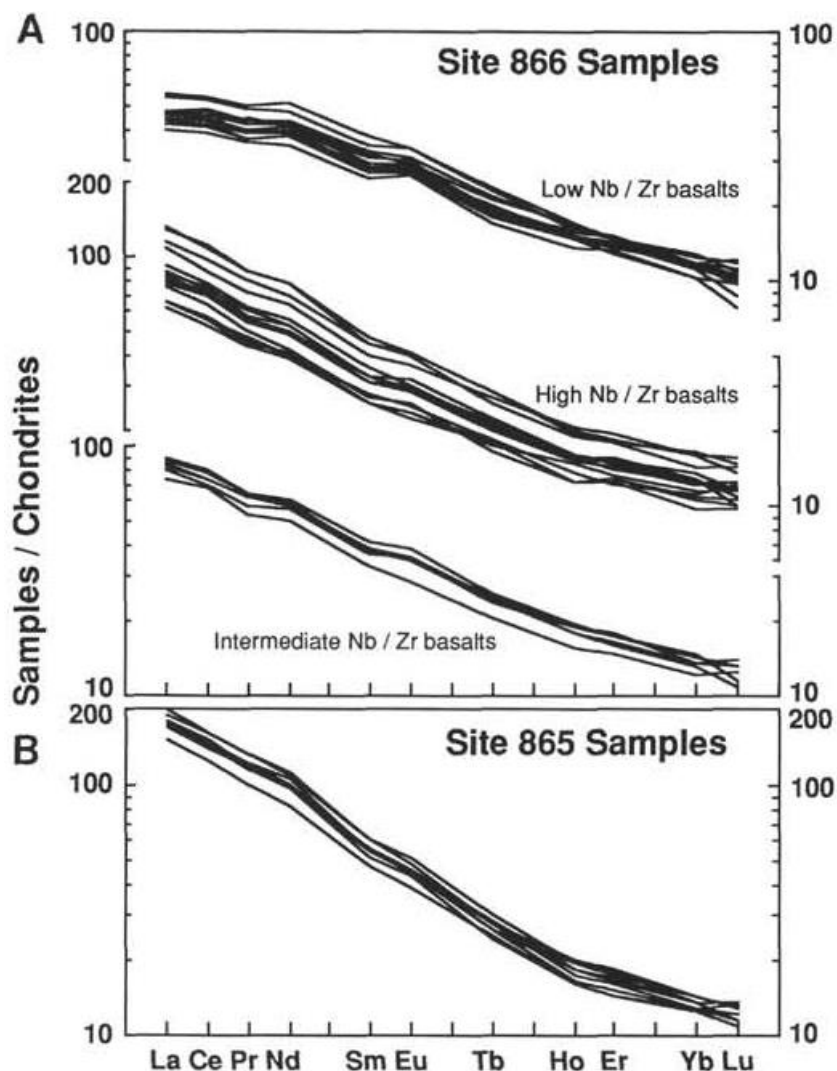


Рис. 1. 500. РЗЭ в базальтах скв. 865, 866.

В скв. 866 (гайот Резолюшн) вулканический фундамент (<128 млн. лет) состоит из серии субаэральных потоков лавы, разделенных глинистыми (богатыми железом смектитом) интервалами. Лавы можно разделить на основные группы: петрографические и геохимические.

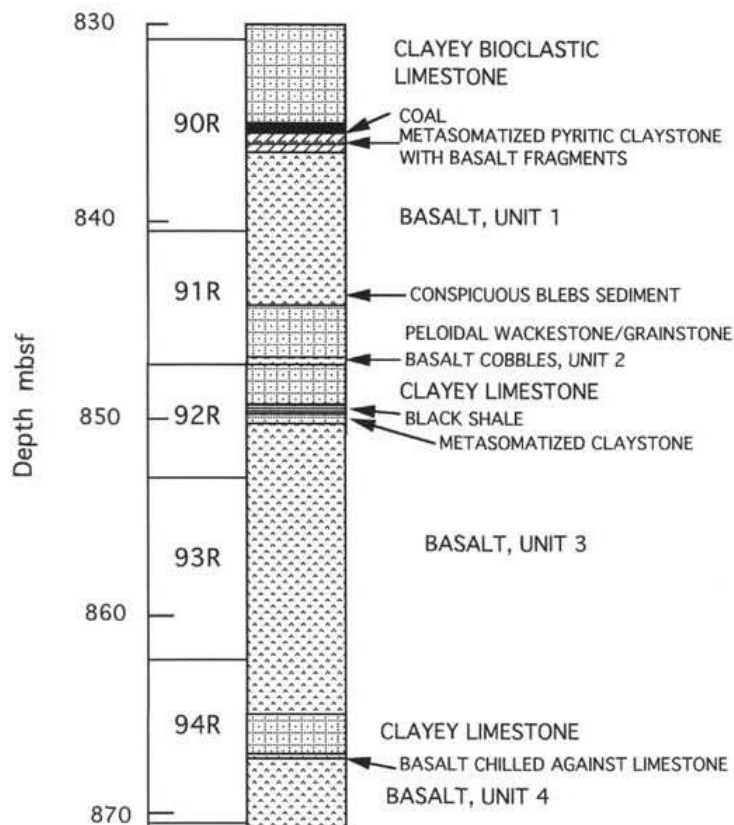


Рис. 1. 501. Распределение в разрезе скв. 866 базальтов трех групп.

Изменения геохимических данных определяется главным образом Ti, Zr, Nb и редкоземельными элементами.

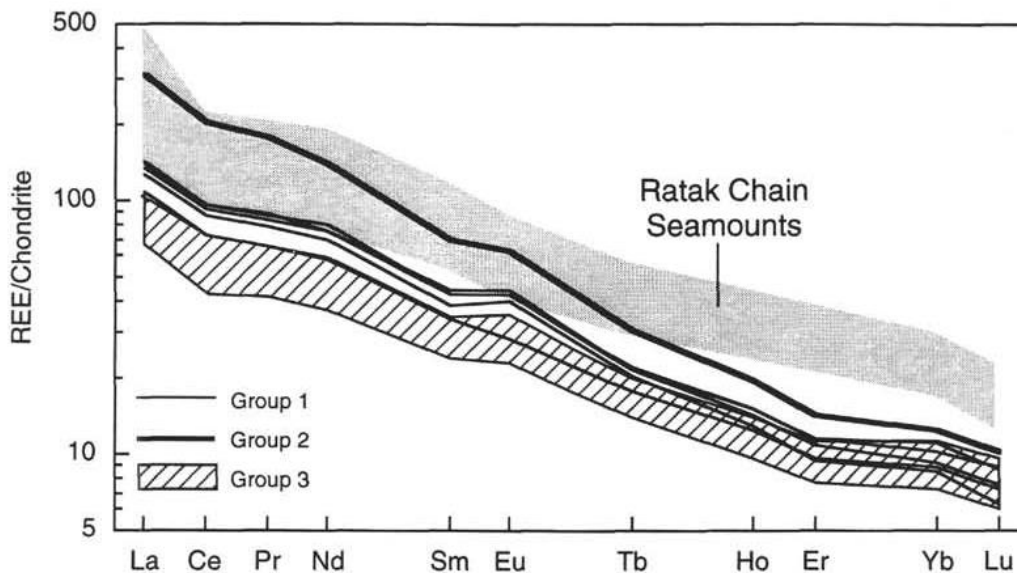


Рис. 1. 502. РЗЭ в базальтах трех групп скв. 866 в сопоставлении с базальтами цепи подводных гор Ратак.

Самая низкая в разрезе скважины группа (> 1727 mbsf) является пикритовой и щелочной (высокие Nb / Ti и Nb / Zr). Средняя в разрезе группа (1673-1727 mbsf), с мегакристами и вкрапленниками плагиоклаза, оливина и клинопироксена, является более заметно щелочной. Верхняя группа (выше 1673 мб / с) включает базальты, богатые плагиоклазом, и более толеитовые (более низкие Nb / Ti, Zr / Ti, и более плоское распределение редкоземельных элементов). Становление базальтов гайота Аллисон, вероятно, возникло в регионе интенсивного вулканизма горячей точки, называемой SOPITA.

Рейс 144. Атоллы и гайоты северо-запада Тихого океана, 1992. Premoli Silva, I., Haggerty, J., Rack, F., et al., 1993. Proc. ODP, Init. Repts., 144: College. Station, TX (Ocean. Drilling. Program).

//doi:10. 2973/odp. proc. ir. 144. 1993.

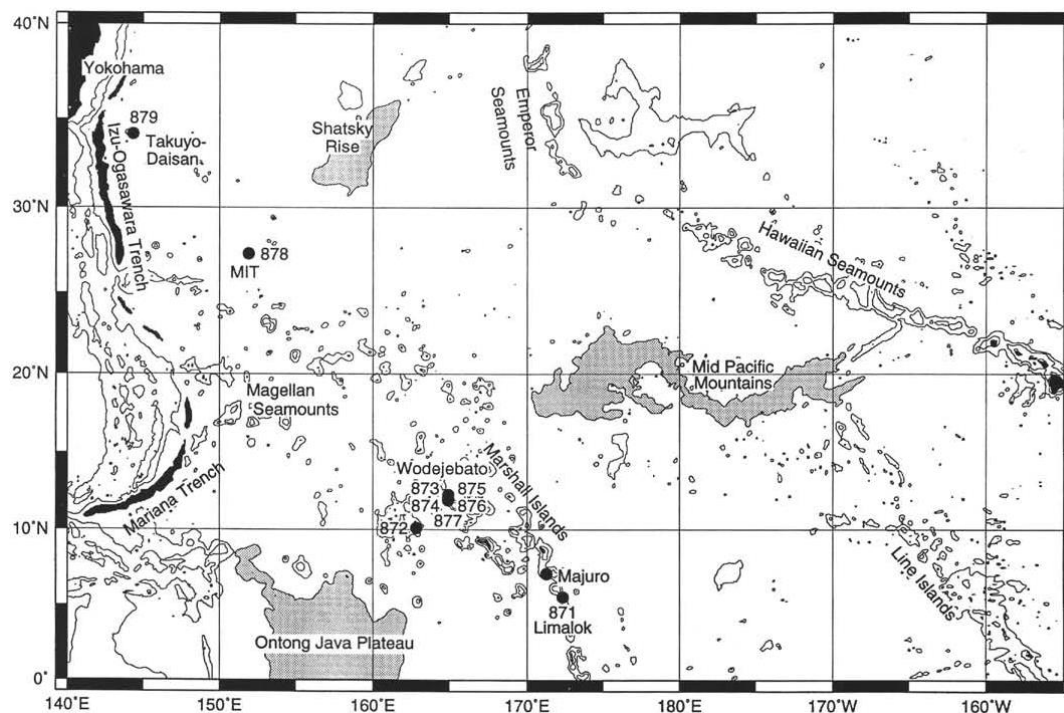


Рис. 1. 503. Размещение гайотов и скважин рейса 144.

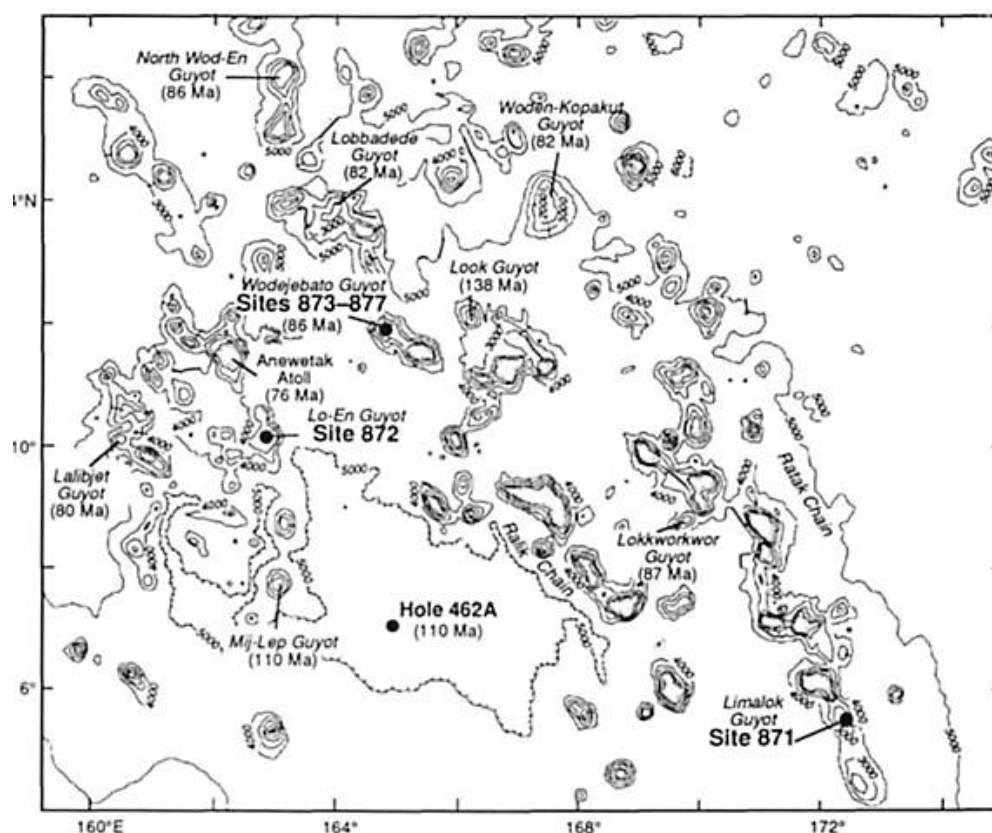


Рис. 1. 504. Карта расположения скважин рейса 144.

Программа бурения была ориентирована на изучение подводных гор и атоллов в северо-западной части Тихого океана. Большинство подводных гор являются гайотами и имеют плоскую вершину. Гайоты могут быть ориентированы – сгруппированы в цепи – или располагаться изолированно без определенной ориентированности.

Атоллы в Тихоокеанском бассейне в ряде мест погружены на глубины от 1 до 2 км. В ходе программы ODP были пробурены скважины от 871-877, расположенные на ряде гайотов северо-западной части Тихого океана. Рассматриваются разрезы скважин, особое внимание обращено на базальты основания разреза скважин, перекрывающие их глины и вышележащие отложения «карбонатной платформы». Основные результаты бурения:

- базальты в основании разреза изменены, подверглись субаэральному выветриванию в тропических условиях;
- глины, перекрывающие базальты – красноватые, буро-коричневые, являются продуктами выветривания базальтов и содержат в ряде случаев реликты (скелетные) базальтов, в преобладающем большинстве миндалекаменных, формировавшихся в субаэральных условиях;
- выше глин располагаются карбонатные илы, фиксирующие резкую смену субаэральных условий осадконакопления – морскими мелководными и далее пелагическими кремнистыми илами, формировавшимися в глубоководных, пелагических условиях.

Скв. 871 – гайот Лималек на юге Маршалльских островов. Глубина – 1417,4 м; проходка – 151,9 м.

На глубине 435-459 м вскрыт горизонт глин с реликтами обломков выветрелых базальтов (корки выветривания и нацело измененные, выветрелые базальты). По мере увеличения глубины вскрытия степень изменений возрастает, достигая максимума в основании разреза горизонта глин и аргиллитов, перекрывающих измененные (выветрелые) базальты. Отмечено, что нижняя часть разреза – аргиллиты – определяются как образованные *in-situ* в условиях тропического выветривания базальтов.

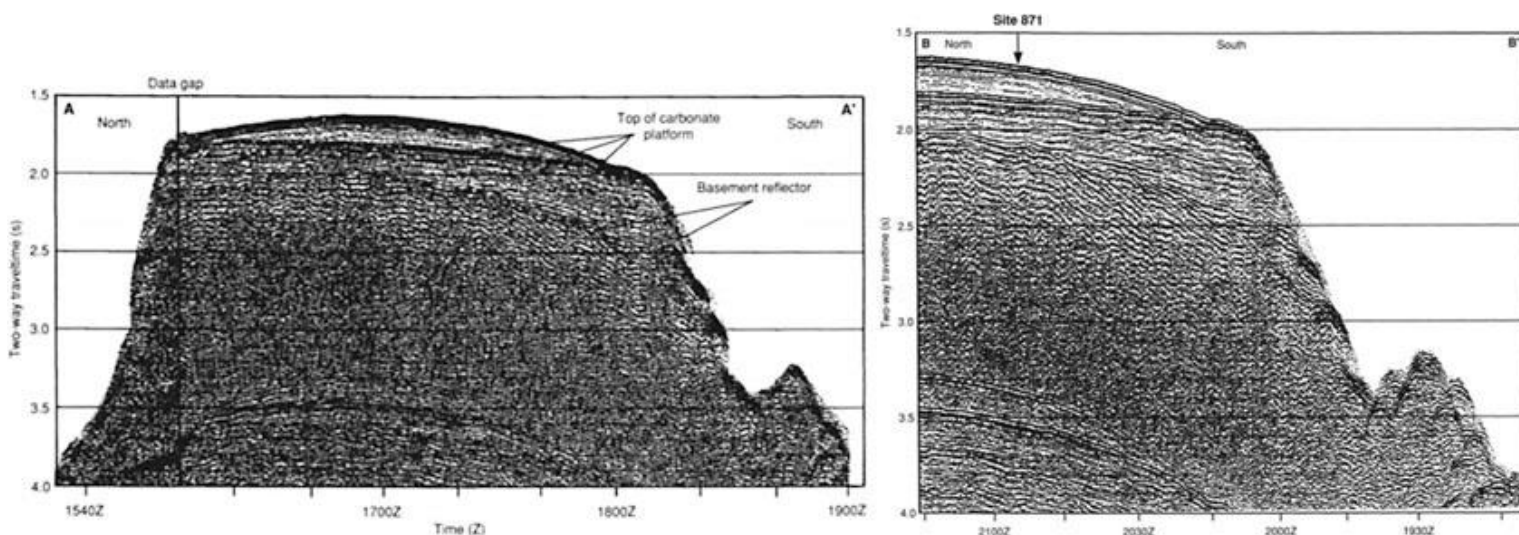
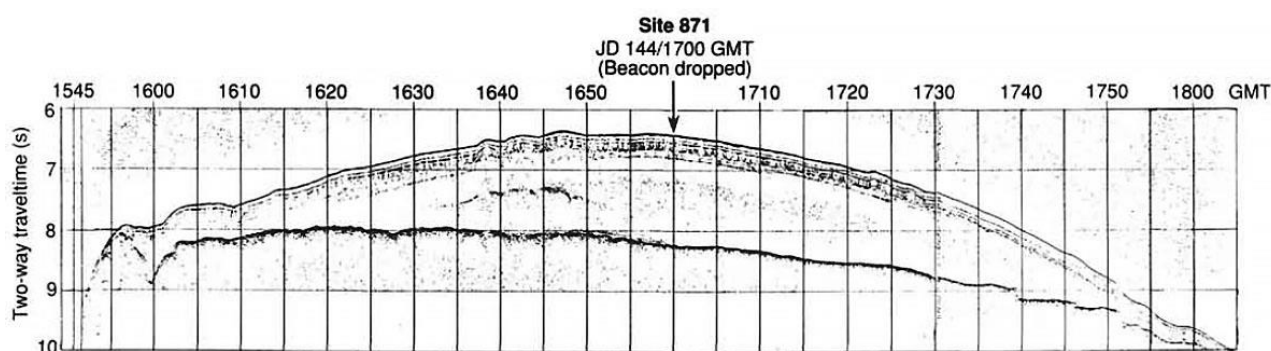


Рис. 1. 505. Сейсмические профили верхней части гайота Лималек.

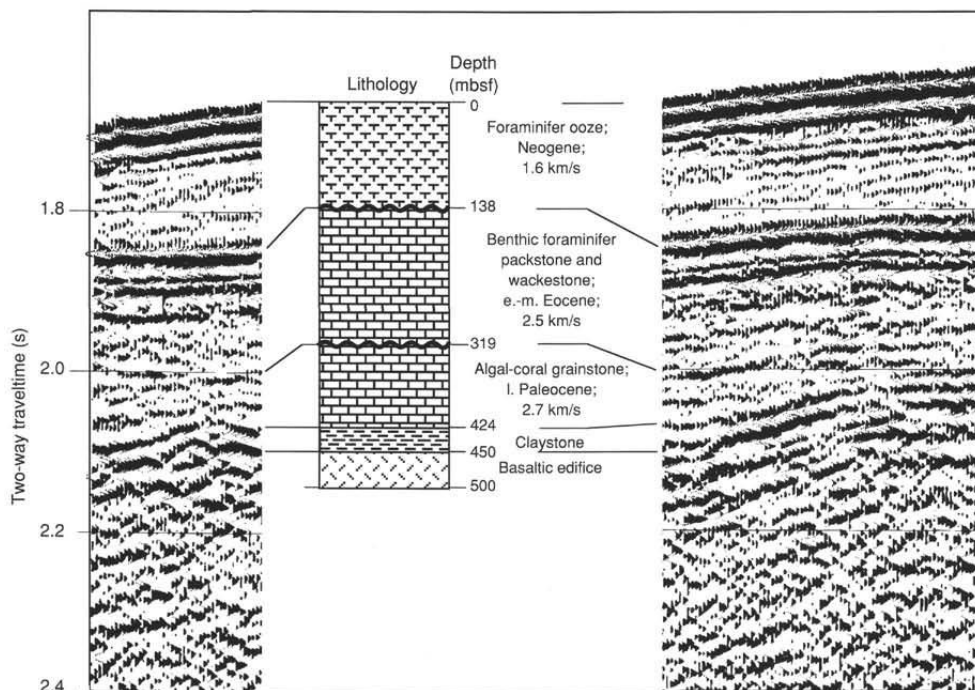


Рис. 1. 506. Корреляция сейсмического профиля и разреза по скв. 871.

В разрезе скважины выделены следующие пакки.

Пачка 1 (интервал 0-133,7 м) – плейстоцен - ранний миоцен – фораминиферовый нанофосильный ил. Выделены две субпачки – 1а (интервал 0-26,5 м) – плейстоцен - позднейший миоцен, субпачка 1в (интервал 26,5-133,7 м) – средний-ранний миоцен – нанофосильный фораминиферовый ил с песчанистой хорошо отсортированной текстурой. Между субпачками – перерыв в осадконакоплении - средний поздний миоцен.

Пачка 2 (интервал 133,7-422,9 м) – средний эоцен - начало позднего палеоцена палево-коричневые платформенные карбонаты. Пачка разделяется на шесть субпачек на основании литологии и присутствия фоссилий. Карбонатные породы содержат многочисленные бентические фораминиферы, красные и зеленые водоросли, двустворки и гастроподы.

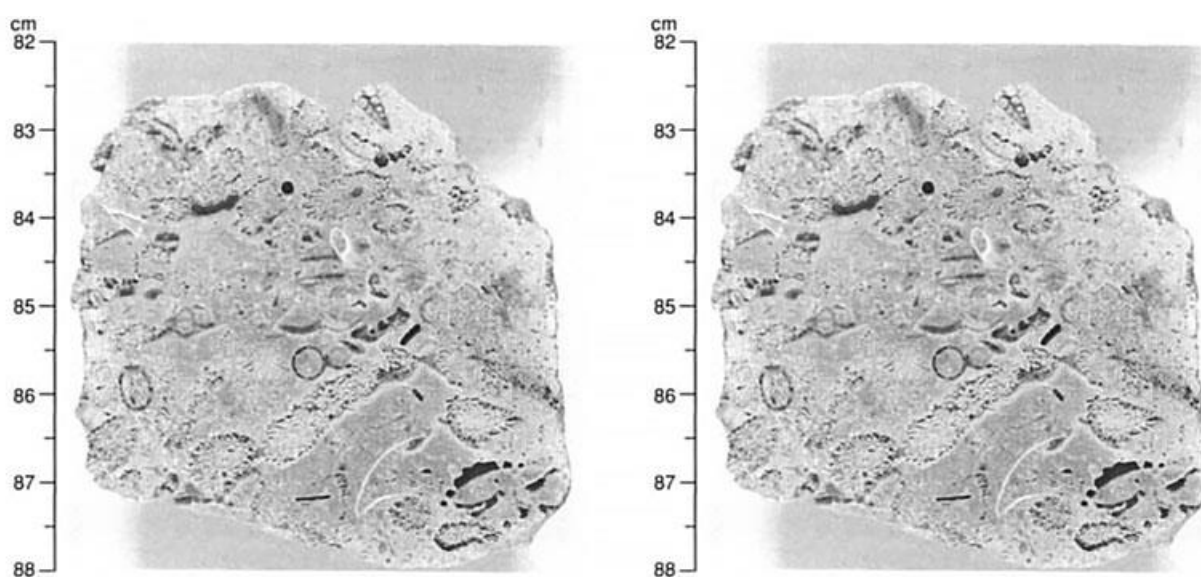


Рис. 1. 507. Коралловые обломочные известняки пачки 2.

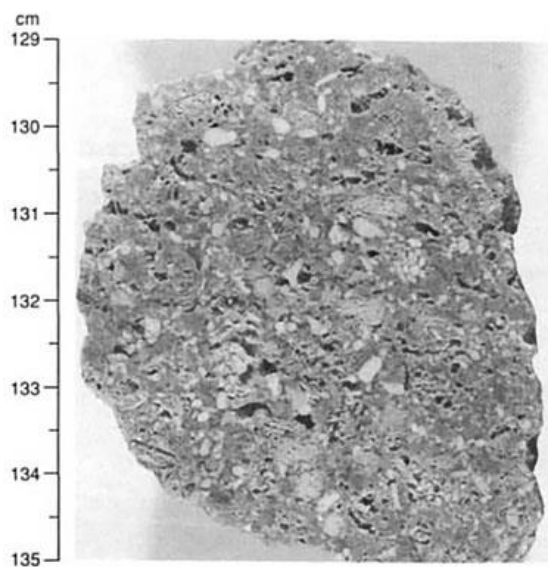


Рис. 1. 508. Бентические фораминиферы в обломочном известняке пачки 2D.

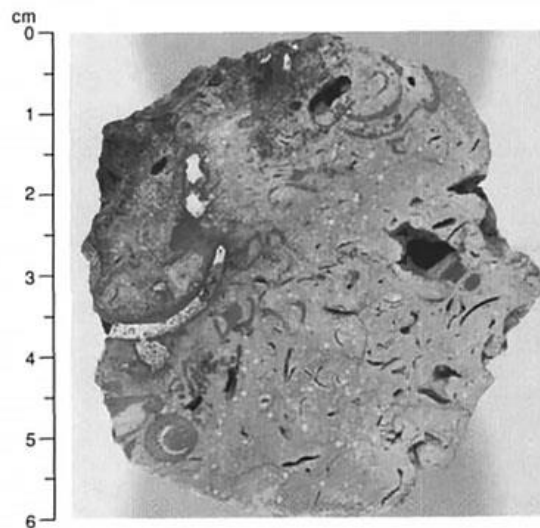


Рис. 1. 509. Железомарганцевая кора.

Пачка 3 (интервал 422,0-451,5 м) – глины неопределенного возраста с различными текстурами и содержанием литокластов. Базальтовые гальки в основании пачки.

Пачка 4 (интервал 451,5-500 м) – переслаивающиеся вулканогенные песчаники и базальтовые брекчии, а также потоки нефелинсодержащих базальтов.

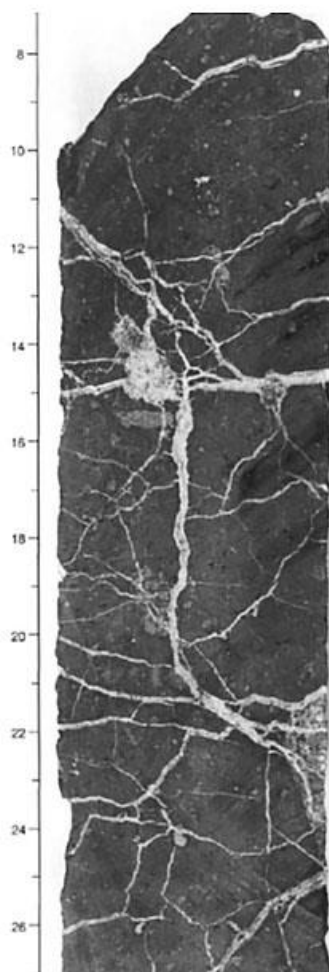


Рис. 1. 510. Интенсивное кальцитовое прожилкование и многочисленные мелкие ксенолиты в базальтах.

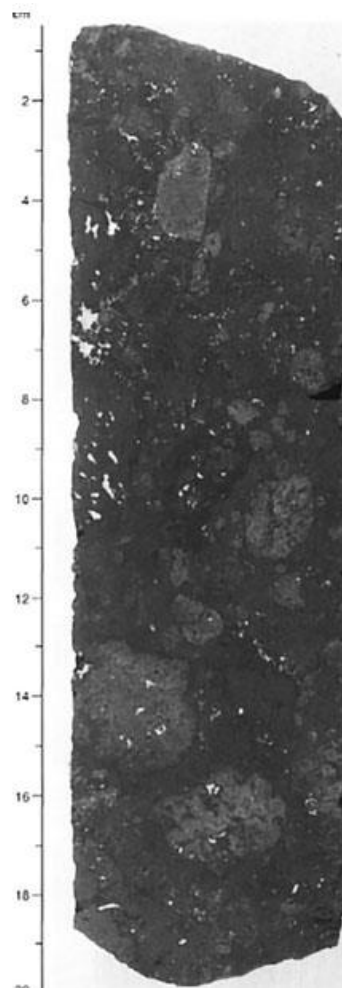


Рис. 1. 511. Базальтовая брекчия. Отметить округлые обломки базальтов и каймы изменения вокруг них.

Скв. 874 пробурена в северном окончании гайота Воджейбато. Глубина – 1374,9 м; проходка – 193,5 м.

s

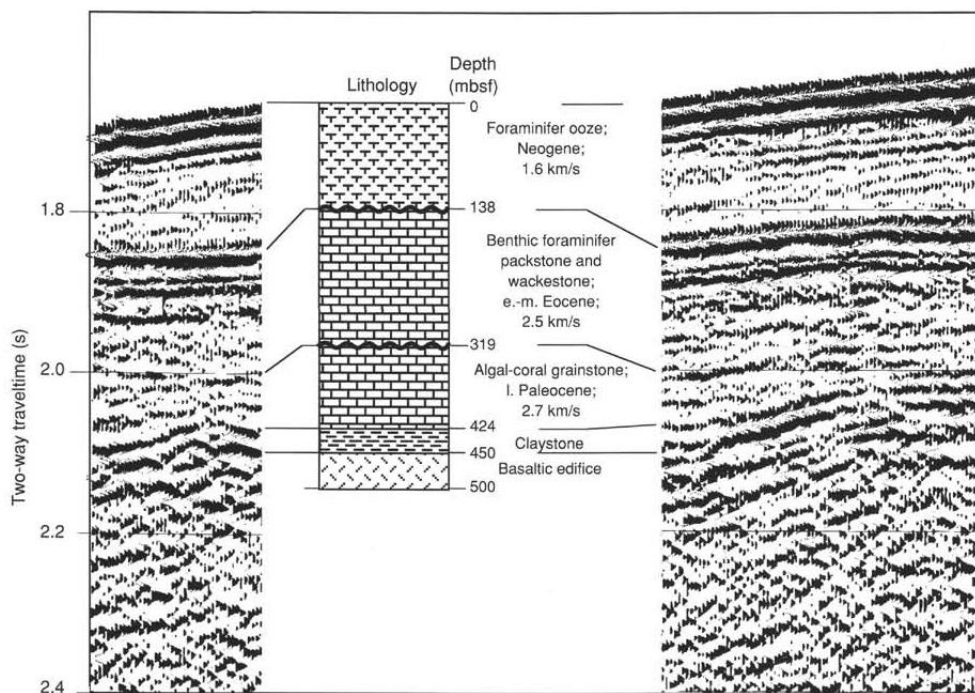


Рис. 1. 512. Литостратиграфическая корреляция с сейсмической стратиграфией разрезов скв. 874 (слева) и 875 (справа).

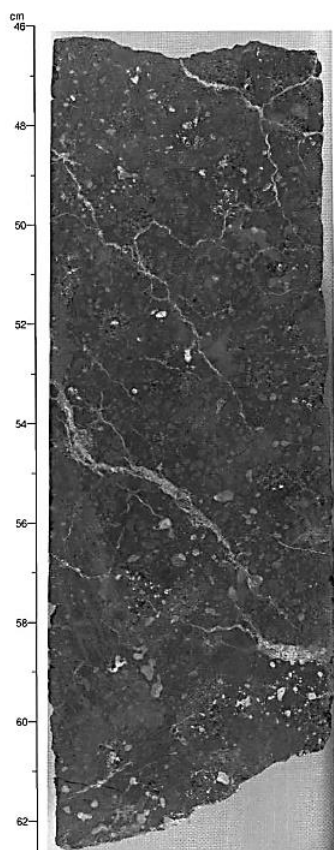


Рис. 1. 513. Верхняя часть массивного потока анкарамитового базальта, полностью замещенного глиной с жилками кальцита.

Выветрелые базальты перекрываются глинами и аргиллитами, мощностью 14. 9 м. В аргиллитах сохраняются реликты базальтов с миндалекаменной текстурой. В нижней части разреза горизонта красных и бурых аргиллитов также присутствуют реликты подстилающих базальтов. Авторы считают, что пачка глин и аргиллитов – отчетливо проявленный мощный горизонт наземного профиля выветривания, сформированного на базальтах.

В разрезе скважины вскрыты.

Пачка 1 – (интервал 0-0,11 м) – середина позднего миоцена – инкрустированные марганцем и фосфатами известняковые конгломераты, которые цементируются фосфатизированными пелагическими осадками конца среднего миоцена, раннего эоцена и позднего палеоцена. Обломки фораминиферовых рудист маастрихта внедрены в коры.

Пачка 2 – (интервал 0,11-162,82 м) – маастрихт-поздний кампан – белые и светло коричневые биогермы – ракушняки со средним содержанием карбоната 95%. Главные компоненты – рудисты, красные водоросли, фораминиферы, моллюски, кораллы, строматолиты и эхиноиды.

Пачка 3 – (интервал 162,82-177,7 м) – кампан – железистые глины и аргиллиты. Главные литологические единицы – черные глины, обогащенные древесным материалом, базальные слои, обогащенные крупными фораминиферами и красными глинами с реликтовыми структурами миндалекаменных базальтов.

Пачка 4 – (интервал 177,7-193,5 м) – потоки измененных анкарамитовых базальтов.

Скв. 877 пробурена в пределах того же гайота. Глубина – 1354,8 м; проходка – 190,5 м. Разрез по скв. 877 мало чем отличается от разреза предыдущей скважины.

Надбазальтовая пачка 3 – (интервал 183-186 м) – поздний кампан – глинистые известняки, красно-коричневые глины, аргиллитовая брекчия. Аргиллитовые известняки содержат фрагменты тонко раковинных моллюсков, бентических фораминифер и известковистых нанофоссилий поздне кампанского возраста в ассоциации с переработанной сеноманской фауной. Черные глины богаты остатками наземных растений. Обломки базальтов присутствуют в нижней части пачки.

Скважиной вскрыты 76 см базальтовой брекчии (выветрелые базальты), выше которых залегает горизонт (пачка) – 4. 3 м аргиллитов с отчетливыми реликтами базальтов подстилающей брекчии. Аргиллиты сформированы in-situ в условиях субэарального выветривания, развитого по субстрату базальтовой брекчии.

Скв. 878 пробурена на глубине 1323 м на гайоте Массачусетского Технологического института (МТИ). Глубина 1323 м, проходка – 910 м.

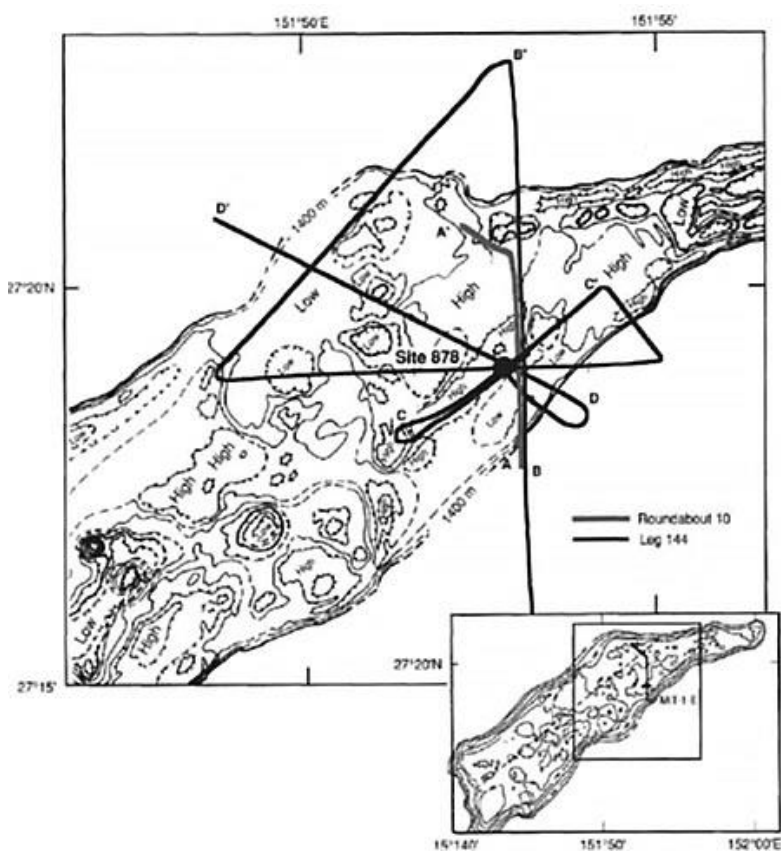


Рис. 1. 514. Батиметрическая карта гайота МТИ.

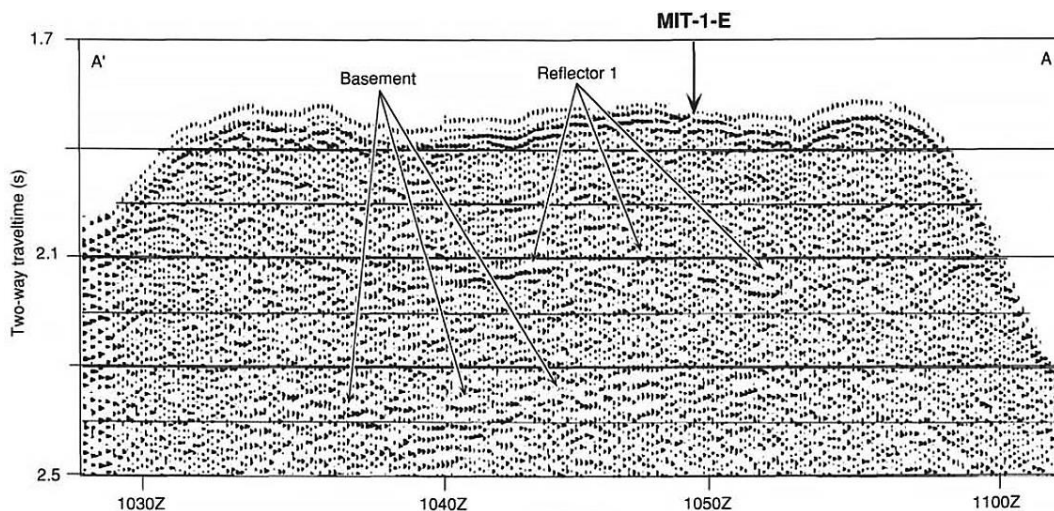


Рис. 1. 515. Сейсмический профиль гайота МТИ.

Выше контакта с выветрелыми базальтами залегает горизонт красно-желтых песчаников (1. 4 м), выветрелых и пористых (15-30 %). Базальты, подстилающие песчаники, полностью изменены и превращены в розовые аргиллиты с жилами гидроокислов железа. Базальты содержат прослой базальтовых брекчий, туфов. Аргиллиты рассматриваются как горизонты наземного выветривания базальтов. В разрезе выделяется 3 периода субаэрального вулканизма (24 потока), разделяемых периодами формирования пород кор выветривания (аргиллитов). Каждый поток покрыт корой выветрелых базальтов – 50 см – представленной мягкими пестроцветными породами.

В разрезе скважины выделены шесть пачек.

Пачка 1 (интервал 0-3,2 м) – ранний плейстоцен - поздний миоцен – фораминиферовые и нанофоссильные илы с марганцевыми нодулями размером от субмиллиметровых до 5 см. В илах и в нодулях фрагменты фосфатизированных известняков позднего альба, сантона – кампана, позднего палеоцена и раннего эоцена. Кроме нодулей в нерастворимом остатке присутствует цеолит, зерна кварца песчаной размерности, вулканический пепел, гетит и гематит. Несогласие в раннем плиоцене.

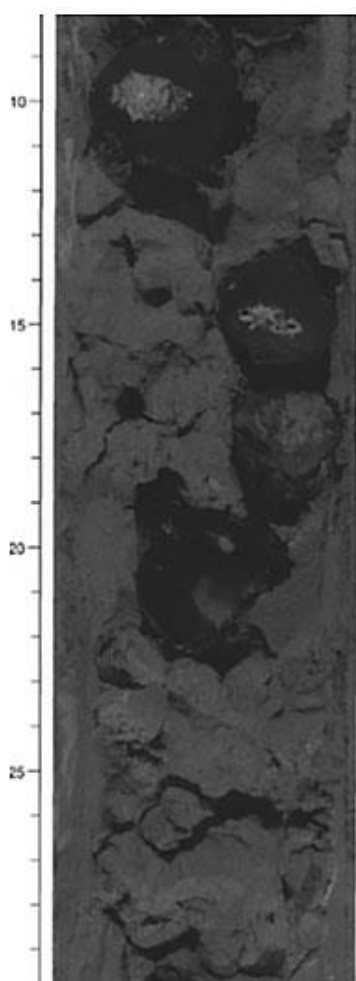


Рис. 1. 516. Марганцевые нодули в илах пачки 1.

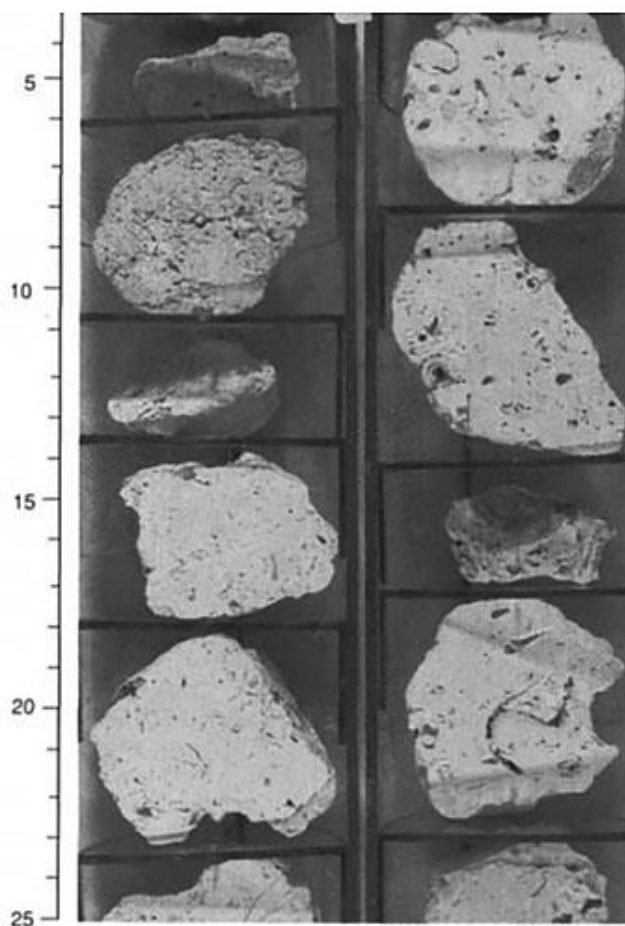


Рис. 1. 517. Обломочные известняки пачки 2 с гастроподами.

Пачка 2 (интервал 3,2-236 м) – апт(?)–альб – белые гастроподовые и водорослевые ракушняка. Содержание карбонатного материала в этих породах около 100%. Скелетные компоненты этой пачки включают обломочные известняки, обогащенные гастроподами и пелоидными водорослями, гастроподы, устрицы, бентические фораминиферы, редкие кораллы и спиккулы губок.

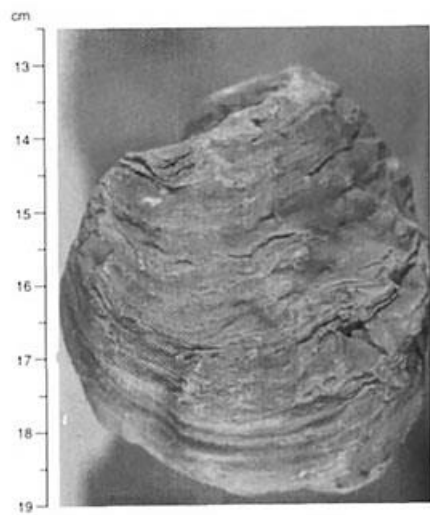


Рис. 1. 518. Раковина устрицы в пачке 2.



Рис. 1. 519. Фрагменты кораллов в обломочных известняках пачки 3.

Пачка 3 (интервал 236-399,7 м) – поздний апт – палево-коричневые ракушняки с содержанием карбонатного материала около 100%. Делится на три субпачки по преобладанию в породах рудист, кораллов, фрагментов карбонатных губок, литифицированных скелетных фораминифер.

Пачка 4 (интервал 399,7-604,3 м) – ранний апт – полимиктовые брекчии базальтов и платформенных известняков; делится на три субпачки: тонкий прослой голубоватых глин, полимиктовые брекчии с туфами. В верхней части разреза вскрыты, полого наклоненные брекчии с оползневыми структурами. Вулканические обломки, за исключением крупных обломков, замещены минералами глин, сохраняя, при этом, первичные текстуры: миндалекаменные, пемзовые.

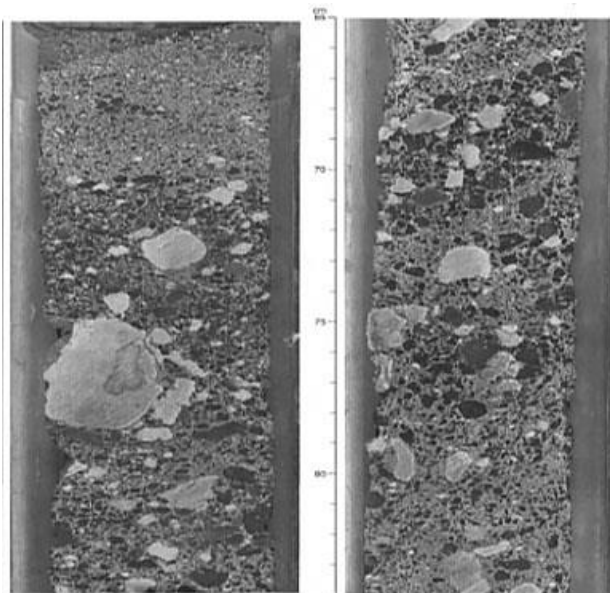


Рис. 1. 520. Полимиктовые брекчии пачки 4.



Рис. 1. 521. Крупные нериниды верхней субпачки пачки 5.

Пачка 5 (интервал 604,3-722,5 м) – ранний апт – палево-коричневые карбонатные ракушняки с обломками устриц и кораллов. Пачка разделена на две субпачки: нижняя содержит фораминиферы, гастроподы, устрицы, кораллы; верхняя – моллюски, небольшие гастроподы, красные водоросли, фрагменты губок. Большинство обломков верхней субпачки округлы и имеют микритовую оболочку толщиной до 200 мкм.

Пачка 6 (интервал 722,5-908,7 м) – потоки щелочных базальтов и брекчий верхних частей потоков древнее, чем ранний апт. Выделены 24 отдельных лавовых потока, три пачки вулканокластических пород и два горизонта выветривания. Другие пачки – базальтовые брекчии и в них – интервалы фрагментированного и измененного материала. Почти все лавовые потоки имеют хорошо выраженную миндалекаменную или брекчированную поверхность, которые сменяются вниз массивным базальтом. Верхние части потоков красноватые или пурпурные и представлены глиной. Лавы – щелочные базальты – базаниты, щелочные оливковые базальты и гавайиты. Пачки 4 и 9 – измененные туфы с плохо отсортированными разновидностями миндалекаменных и массивных базальтов и неопределимым цементом базальтов. Пачка 31 мощностью 15,5 м – высокоизмененный витрический туф, с угловатыми обломками стекловатых высоко миндалекаменных базальтов. Верхние 7,5 м пачки 31 нацело изменены – превращены в глину красного цвета.

Скв. 879 – гайот Такуйо-Дайсан (Сейко). Глубина – 1512,5 м; проходка – 226,5 м.

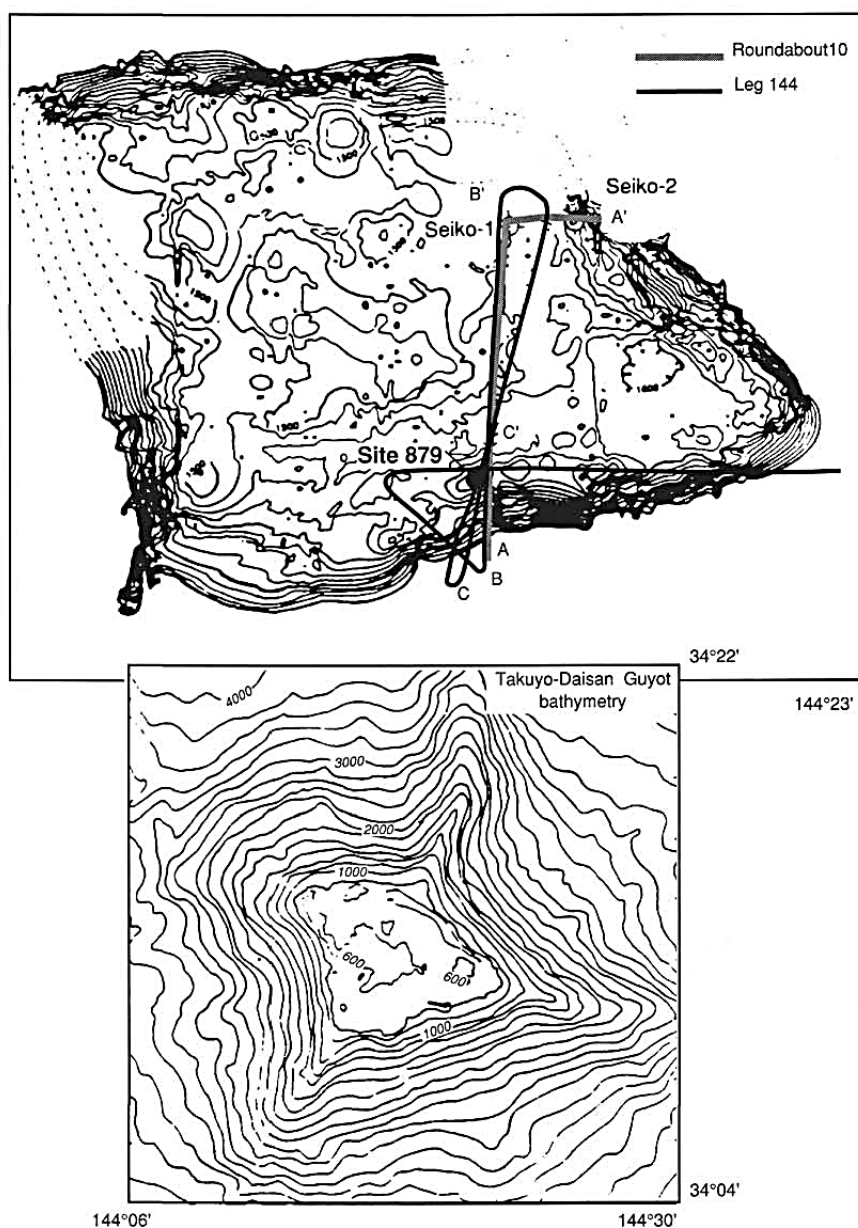


Рис. 1. 522. Батиметрическая схема и расположение сейсмических профилей гайота Сейко.

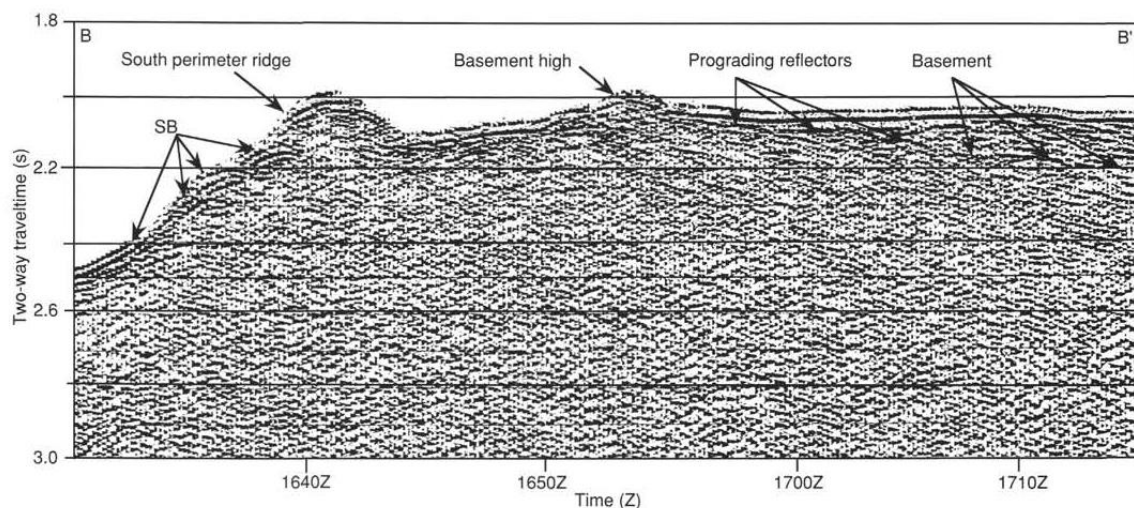


Рис. 1. 523. Сейсмический профиль В-В.

Ниже пород карбонатной платформы (интервал 0-169,7 м) вскрыты (интервал 169,7-191 м) глины и аргиллиты с реликтами вулканических брекчий и (в средней части) конгломераты апта или более древние. В конгломератах обломки миндалекаменных базальтов. Аргиллиты темно-красные и красно-оранжевые с реликтами частично выветрелых миндалекаменных базальтовых брекчий. Красные и красно-черные «обломки» считаются базальтами, превращенными в глину. Гальки в конгломератах (0,5-1,5 м) представлены высокопористыми миндалекаменными базальтами с внешней красно-коричневой каймой, образованной в процессе выветривания. Нижняя часть разреза (19,5 м) представлена выветрелыми базальтами и базальтовой брекчией, которые полностью замещены красно-коричневой глиной с реликтами первичных структур миндалекаменных базальтов.

В разрезе скважины выделены три пачки:

Пачка 1 (интервал 0-169,7 м) — альб(?)—поздний апт – белые, палево-коричневые, коричневые отложения карбонатной платформы. Пачка разделяется на пять субпачек на основании различий осадочных текстур, вариаций скелетных компонентов, присутствия терригенного и вулканического материала. Скелетные компоненты - гастроподы, двустворки, крупные устрицы и рудисты, кораллы, бентические фораминиферы, водоросли, онкоиды и пелоиды, губки и эхиноиды. Обычна микритизация. В нижней субпачке в интервале нескольких сантиметров – коричневый уголь, куски древесины, фрагменты угля, включенные в известковистый песчаник. Ниже появляются вулканогенные компоненты – измененное стекла и литокласты базальтов.

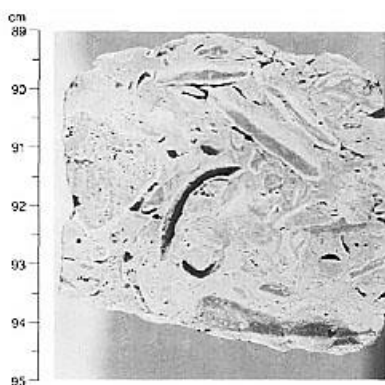


Рис. 1. 524. Обломочные известняки пачки 1.

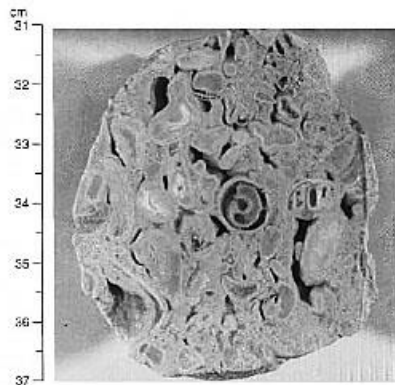


Рис. 1. 525. Скелетный обломочный онкоидный известняк пачки 1. Ядра онкоидов содержат фрагменты двустворок.

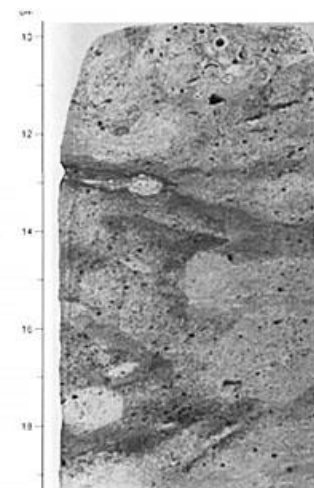


Рис. 1. 526. Скелетный обломочный известняк основания пачки 1 с обломками измененных базальтов.

Пачка 2 (интервал 169,7-191,0 м) — апт или древнее – глины, аргиллиты, с реликтами текстуры вулканической брекчии и конгломераты. Аргиллиты – темно-красные; обломки базальтов превращены в глину с реликтами текстуры вулканических брекчий. Темно-коричневые конгломераты содержат изолированные хорошо округлые гальки базальтов, превращенных в глину. Зональность в окраске отдельных частей галек, возможно, результат выветривания.

Пачка 3 (интервал 191,0-226,5 м) – возраст не определен. 19,5 м плагиоклазовых порфировых базальтов чередуются с вулканическими брекчиями. Эти породы описываются как пепериты, сформированные внедрением базальтовой лавы в мягкие водонасыщенные осадки. Брекчии совершенно изменены – замещены минералами глин с сохранением деталей первичных текстур.

М. А. Холмес (M. A. Holmes), рассматривая результаты рейса 144 в специальной статье «Педогенные изменения базальтов, вскрытых в течение рейса 144», отмечает, что базальты, формировавшиеся в пределах атоллов и гайотов западной части Тихого океана, были изменены различно – от гидротермальных изменений до субаэрального выветривания с участием метеорных вод в тропических условиях. Субаэральное выветривание изменялось от умеренного до экстремального. Умеренное субаэральное выветривание сопровождается замещением первичных минералов (оливин, пироксен, плагиоклаз) и изменением стекла и афанитового матрикса минералами глин, гетитом и гематитом. Минералы глин – каолинит или коричневый смектит. Вниз по разрезу количество каолинита уменьшается, а смектита – возрастает. Несмотря на изменения, основные структуры и текстуры базальтов сохраняются. Экстремальное субаэральное выветривание сопровождается исчезновением всех первичных минералов, так же, как и потерей первичных структур и текстур. Гидротермальные изменения выражены присутствием анальцима, зональным заполнением миндалин и жилками вторичных минералов. Гидротермальные глины представлены зеленым смектитом, анальцимом и другими цеолитами.

Развитие кор выветривания установлено в скважинах 871 (28,6 м), 873 (22,5 м), 874 (5 м) и, предположительно, в скв. 878 (9,6 м). В скважинах 871 и 873 проявлено наиболее экстремальное выветривание и процессы педогенеза, подчеркиваемые вертикальной зональностью кор выветривания, потерей реликтов первичных структур, вертикальной зональностью распределения минералов и химических компонентов - от каолина на поверхности до смектита в основании кор. Первичный материал – лавовые потоки и эпикластические вулканические образования, совершенно изменен в глину – до каолинита в скв. 874 и каолинита и смектита в других скважинах. Глины в скважине 877 вертикально зональны; в скважинах 878 и 879 – не зональны, вследствие изменения их подземными водами, или неоднократным чередованием педогенных событий. Глубина покрова выветривания и степень развития кор выветривания, которые развивались на поверхности древних Гавайских островов, позволяет считать, что продолжительность процессов выветривания и педогенеза в скв. 871 могла варьировать от 1 до 3 млн. лет.

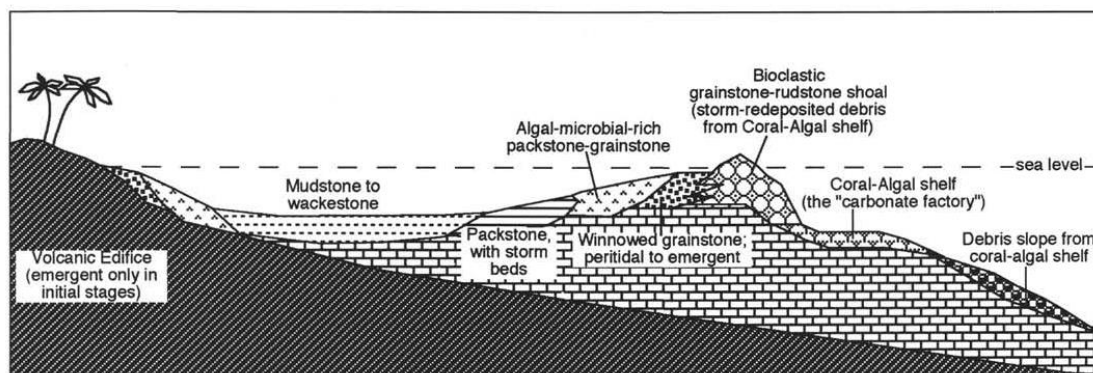


Рис. 1. 527. Идеализированная модель карбонатных фаций через гайотовую платформу.



Рис. 1. 528. Гайот Лималек. 29 м выветрелого материала. Верхние метры - каолиновая глина. Наверху мелководная фауна.



Рис. 1. 529. То же. Следующие 9 м коры выветривания – пятнистые глины – чередование восстановленных и окисленных участков.



Рис. 1. 530. То же. Зона «бледной» глины (3 м).



Рис. 1. 531. Гайот Воджейбато. Следующая, более нижняя зона коры выветривания – зона глин, обогащенных гидроокислами железа.



Рис. 1. 532. Классический горизонт «С» коры выветривания. Порода выглядит почти как базальт, но сложена исключительно каолинитом и смектитом с сохранившимися миндалинами, заполненными каолинитом.

Скважины рейса 144 вскрыли лавы и вулканокластиты из вулканического фундамента пяти северо-западных тихоокеанских гайотов (Лималек – Limalok, Ло-Ен- Lo-En и Воджейбато-Wodejebato в группе Маршалловых островов, МПТ гайот в изолированной вулканической постройке на полпути между Маршалловыми островами и Японией; и Такуйо-Дайсан-Takuyo-Daisan гайот в японской группе симаунтов. Большинство лав подверглись обширному низкотемпературному изменению, но их петрография, химия минералов и, в некоторых случаях, петрохимия ясно демонстрируют, что почти все имеют щелочную принадлежность и варьируют от высокомагнезиальных базанитов до гавайитов. Единственное исключение – лавы гайота Такуйо-Дайсан, которые являются толеитовыми или переходными по своему характеру. Тектонические реконструкции предполагают, что все подводные горы, исследованные в рейсе 144, возникли в меловое время, как внутриплитные вулканы, обладая

признаками присущими области SOPITA (южно-тихоокеанская изотопная и термическая аномалия). Изучение несовместимых микроэлементов, которые не подвержены изменениям в процессах выветривания, показало, что эти элементы являются чрезвычайно однородными в щелочных лавах рейса 144, размещаясь на диаграммах в общем поле современных лав SOPITA и сильно напоминают лавы Таити. Данные рейса 144 не исключают увеличения разнообразия вулканитов во времени.

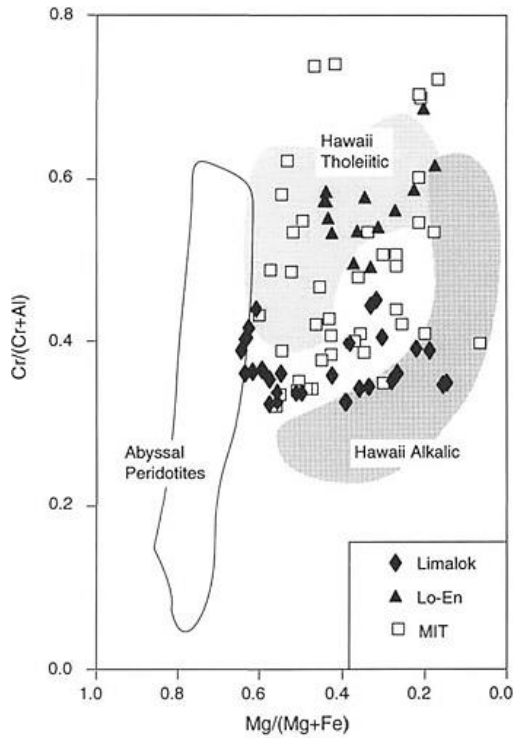


Рис. 1. 533. Петрохимические характеристики шпинелевых фенокритов базальтов гайотов рейса 144 для скважин 871, 874, 878.

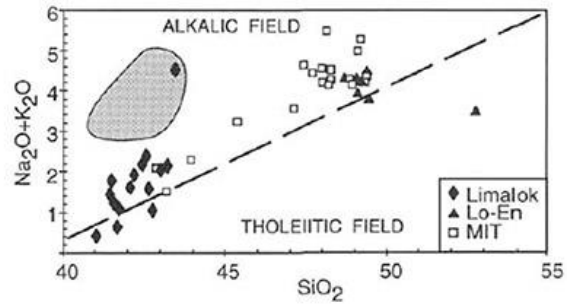


Рис. 1. 534. Петрохимические параметры базальтов гайотов рейса 144.

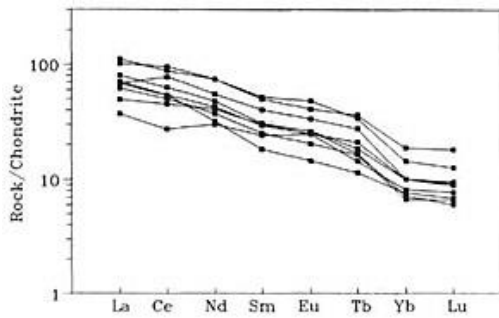


Рис. 1. 558 РЗЭ базальтов гайота Резолюшн.

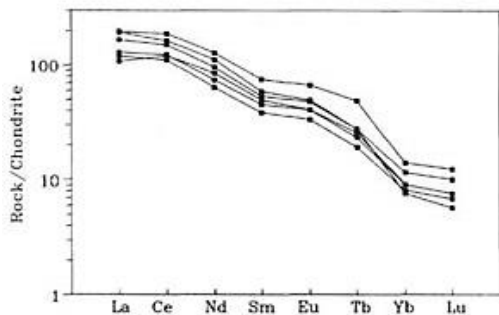


Рис. 1. 535. РЗЭ базальтов гайота Аллисон.

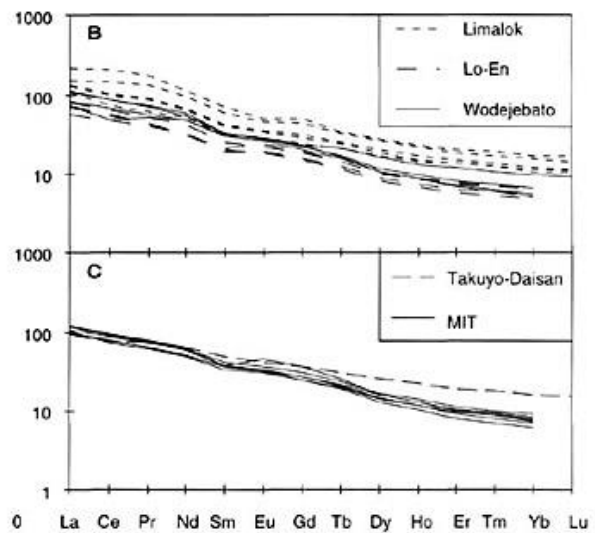


Рис. 1. 536. РЗЭ базальтов гайотов рейса 144.

Разного рода изменения лав, вскрытых бурением в рейсе 144, сделала геохимический анализ минералов привлекательной альтернативой анализу пород. Образцы магматических пород были изучены из гайотов Лямалок, Ло-Ен, Воджейбато, Массачусетского технологического института и Такуйо-Дайсан. Неизмененные зерна

основной массы, микролиты и вкрапленники оливина, плагиоклаза и клинопироксена в типичных лавах были проанализированы электронным микрозондом для основных элементов, Sr и Ni. Эти данные показывают, что лавы рейса 144, умеренно до очень силикатно-ненасыщенных, относятся к щелочной серии или, в некоторых случаях, к базанитовой серии, определенной на Гавайях. Исключение составляют лавы от Ло-Ен и Такуйо-Daisan гайотов, которые являются более переходными по своей природе. Ионные микрозондовые анализы для редкоземельных элементов, Sr, Cr, Y, V, Ti и Zr, на выбранных микролитах и вкрапленниках клинопироксена, показывают, что (1) микрофенокристы содержат значительно более высокие количества несовместимых элементов, чем вкрапленники из той же лавы, по причине син- и постэруптивного фракционирования; (2) базанитовые лавы гайота Лималек происходили из более обогащенного, исходного материал, чем базанитовые лавы от МИТ гайота; (3) переходные и щелочные ряды лав Ло-Ен, МИТ и Такуйо-Дайсан гайотов содержат вкрапленники с аналогичными концентрациями несовместимых микроэлементов, несмотря на различия в силикатной насыщенности и исходном составе; и (4) по сравнению с другими лавами, большинство щелочных лав гайота Воджейбато содержат вкрапленники с более высокими концентрациями микроэлементов и высокими La / Yb, вероятно, из-за различий в глубине кристаллизации или исходного состава субстрата.

Ультраосновные ксенолиты были обнаружены в лавах Лималек и МИТ гайотов. Электронно-зондовый анализ клинопироксена и ортопироксена из ксенолитов каждого гайота показал, что могут быть выделены ксенолиты типа 1 (мантийный остаток), так и ксенолиты типа 2 (кумуляты). Ксенолиты типа 2 из гайота Лималек являются кумулятивными продуктами дифференциации щелочных расплавов. Те же ксенолиты из гайота МИТ являются кумулятивными продуктами фракционирования толеитовых жидкостей. Ионные микрозондовые анализы показывают, что карбонатитовый метасоматизм мантийного субстрата, возможно, океанической литосферы, наблюдается во всей области SOPITA и в Кергелене повсеместно уже в середине раннего мела – баррем (МИТ гайот – 128 млн. лет).

Широкое разнообразие состава и распределения РЗЭ в клинопироксенах базальтов гайотов рейса 1444- вариации от субхондритовых – Воджейбато к обогащенным ЛРЗЭ- Лималек к деплетированным ЛРЗЭ – МИТ, Ло-Ен – возможно могут рассматриваться как следствие различий в природе и масштабах дифференциации мантийных расплавов, так и, возможно, как следствие различий в составе исходного субстрата. Сходного рода тенденции можно рассмотреть и в различиях в составе и распределении РЗЭ в клинопироксенах 1 типа в базальтах, рассматриваемых гайотов, что еще раз может служить подтверждению предположения о пространственной и отчасти временной дифференциации процессов плавления в океанической мантии северо-западной части Тихого океана. Эта латеральная неоднородность, детально рассмотренная авторами проекта 144, еще раз может служить подтверждением того, что развитие гайотов – их литогеодинамика во многом может определяться процессами латеральной, пространственно-временной неоднородности, как мантийного субстрата, так и различиями – латеральными и временными начала и хода процессов формирования мантийных расплавов, непосредственно связанных или вернее непосредственно определяющих динамику проявления вулканизма и становления осадочного чехла гайотов с присущими им чередованием процессов воздымания – активная стадия вулканизма и погружения - пассивная стадия – отсутствие проявления вулканической деятельности.

Изотопные составы Sr, Nd и Pb базальтов пяти меловых гайотов (Лималек, Ло-Ен, Воджейбато, МИТ и Такуйо-Дайсан) в Западно-Тихоокеанской провинции симаунтов (WSP) указывают, что они возникли из источника геохимически обогащенной мантии. Базальты характеризуются повышенными значениями Pb ($^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18,58-19,80$, $^{217}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15,55-15,68$ и $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 38,68-39,54$) и умеренными значениями Sr ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70308-0,70486$) и Nd ($^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0,51267-0,51307$). Изотопные характеристик изученных базальтов меловых гайотов, находятся в пределах общего изотопного диапазона WSP и аналогичны океаническим базальтам, создаваемых в настоящее время активными горячими точками аномалии южной части Тихого океана (SOPITA).

WPSP базальты показывают большую изотопную дисперсию и включают в себя образцы с изотопными метками либо обогащенных мантийных источников (EMI и EMU), или источника мантии с максимумом в $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ и низким $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (HIMU). Эти наблюдения показывают, что WPSP базальтовые породы SOPITA могут быть получены из одного и того же гетерогенного мантийного источника: либо из источников изотопно отличных и более разнообразных от других океанических и континентальных вулканических регионов, или же из тех, которые произведены путем смешивания различных мантийных компонентов, полученные для этих других регионов. Изотопные данные показывают, что (1) общая изотопная дисперсия является постоянной с течением времени; (2) дисперсии Sr и Nd меньше общей дисперсии для SOPITA и WPSP, тогда как изотопный состав Pb показывают сходные большие отклонения; и (3) изотопный состав SOPITA и, в частности, вулканы Руруту, постепенно менялись за последние 25 млн. лет из мантийного источника, в котором преобладает мантийный компонент HIMU к источнику мантийного типа EM.

Данные изотопии, приведенные авторами рейса 144, так же, как и геохимические данные, подтверждают, пожалуй, одно из важных петролого-геохимических положений, сущность которого сводится в пользу значительной латеральной неоднородности океанической мантии, усиление – усложнение которой обусловлено процессами формирования расплавов, такими же неоднородными, как и сама мантия. Все это свидетельствует в пользу положения о том, что динамика становления симаунтов – гайотов, так же, как и их возникновение, могут определяться в первую очередь глобальными (SOPITA) и региональными неоднородностями мантии, регулирующими как начало ее плавления, латеральную пространственно – временную его неоднородность, выраженную различиями петро- и геохимических особенностей базальтов, чередованием активных вулканических фаз, определяющим процессы воздымания гайотов, так и пассивных фаз прекращения вулканизма и процессов выветривания, формирования карбонатных платформ и их последующего погружения в кайнозой. Итак, и здесь, определяющим становление и развитие гайотов – их литогеохимику является определяющий ее процесс – петрогеодинамики.

Рейс 192. формирование и эволюция плато Онтонг-Джава. 2000. Fitton, J. G., Mahoney, J. J., Wallace, P. J., and Saunders, A. D. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Volume 192).

//doi:10. 2973/odp. proc. ir. 192. 2001.

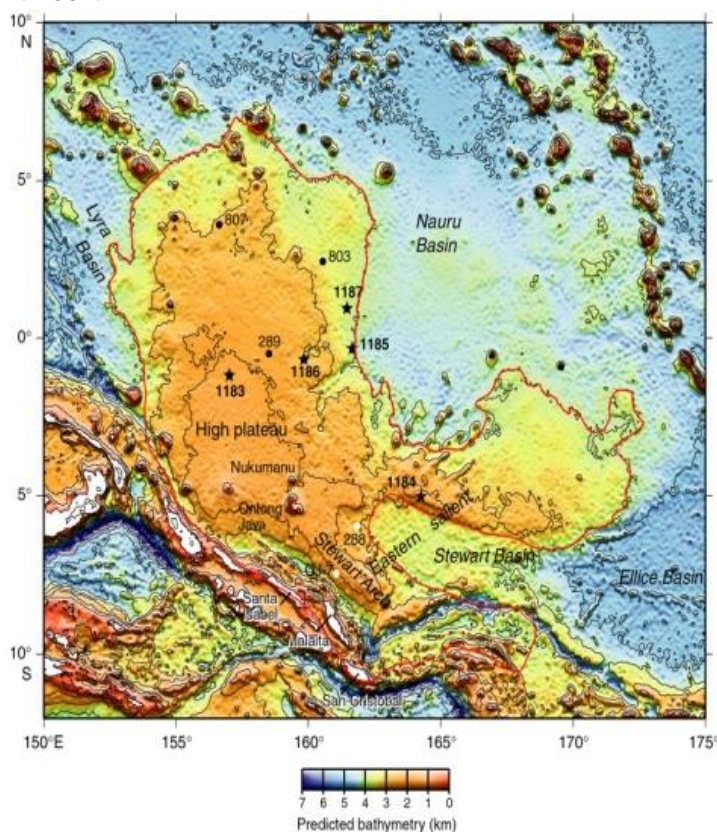


Рис. 1. 537. Схема расположения скважин рейса 192.

Скв. 1184. Скважина расположена в восточной части плато. Глубина – 1661,5 м.

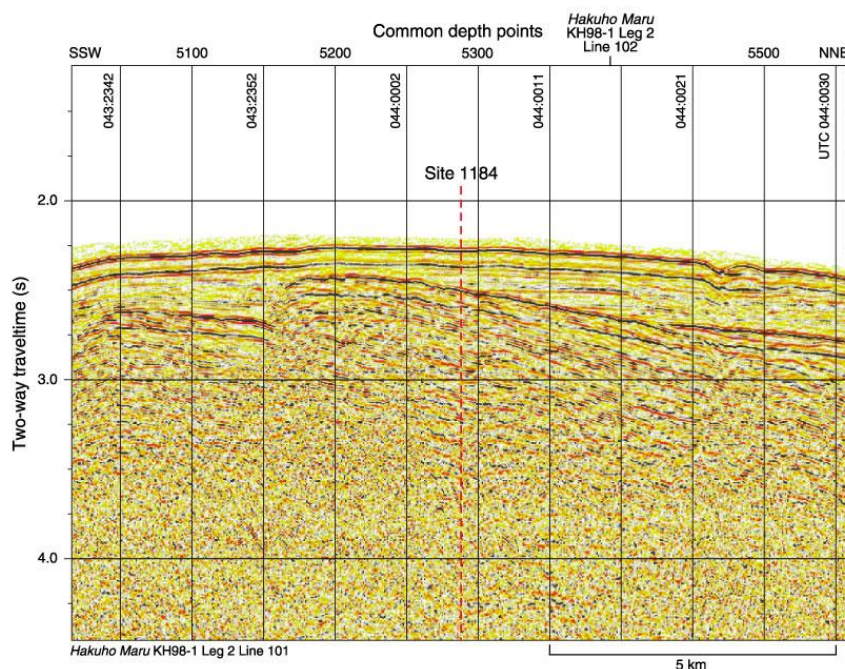


Рис. 1. 538. Сейсмический профиль района заложения скв. 1184.

В скважине выделяются две пачки, разделенные железомарганцевой коркой (~ 1 см). Верхняя пачка – ранний миоцен – известковистые илы (165 м), нижняя – средний эоцен – грубозернистые вулканокластические породы. Ранний миоцен, возможно, представлен железомарганцевым горизонтом.

Пачка 1 (интервал 134-201 м) – белые гомогенные нанофоссильные известковистые глины с 10 % кремнистых нанофоссилий с редкими пепловыми прослоями.

Пачка 2 (интервал 201-538 м) – вулканокластические породы – туфы, лапиллиевые туфы с песчаным обломочным материалом. Редко присутствуют пепловые слои, древесина и обогащенное органикой вещество. Вверху пачки 2 – железомарганцевая корка (~ 1 см).

Пачка 2а (интервал 201,1-245,2 м) – средний эоцен – тонко-среднезернистые витрокластические лапиллиевые туфы – (1,0-75 см), коричневые и желто-красные, основание пачки – зеленовато-серого цвета.

Пачка 2в (интервал 245,2-304,2 м) – средний эоцен – красно-коричневые, зеленовато-серые туфы, туфы плохо отсортированы.

Пачка 2с (интервал 304,2-380,5 м) – средний эоцен – красные туфы (76 м), верхние туфы – красновато-серые и красные, нижние – серые и зеленовато-серые. Присутствие тахилитов подчеркивает субаэральные условия остывания, а многочисленные красные обломки – явления субаэрального выветривания.

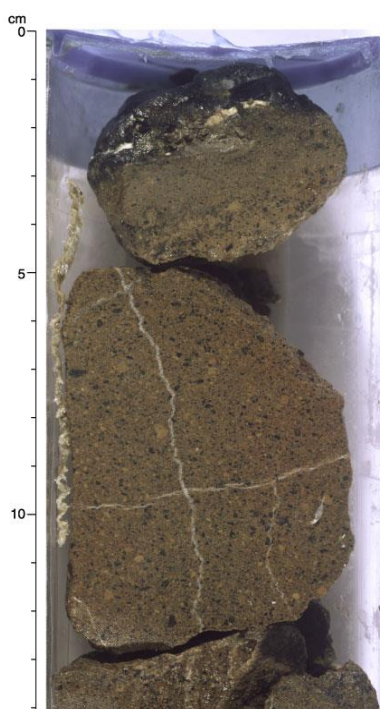


Рис. 1. 539. Железомарганцевая корка в верхней части вулканокластических пород пачки 2.

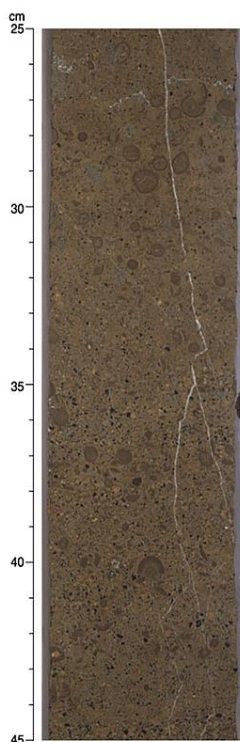


Рис. 1. 540. Аккреционные лапилли в туфе в коричневом измененном матриксе. Коричневые и желтовато-красные цвета характерны для верхней части пачки 2а.

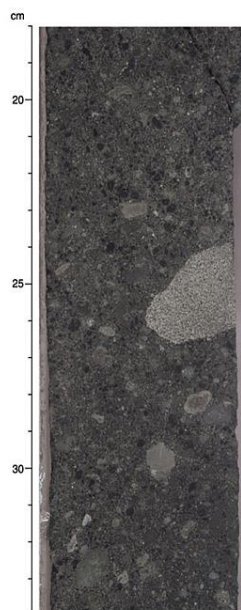


Рис. 1. 541. Массивные литические витрические лапилли, типичные для пачки 2 в.

Пачка 2d (интервал 380,5-437,9 м) – 57 м – средний эоцен – витрокластические туфы и лапиллиевые туфы, песчанистые «среднеслоистые» темно-серые и зеленовато-серые с аккреционными лапиллями и обломками древесины.

Пачка 2e (интервал 437,9-538,8 м) – средний эоцен – 101 м, пачка тех же туфов (основание разреза скв. 1184), слоистая пачка со слоями от сантиметров до метров, аккреционные лапилли - округлые с буро-коричневой каймой. В обломках древесина и слои, богатые органикой.

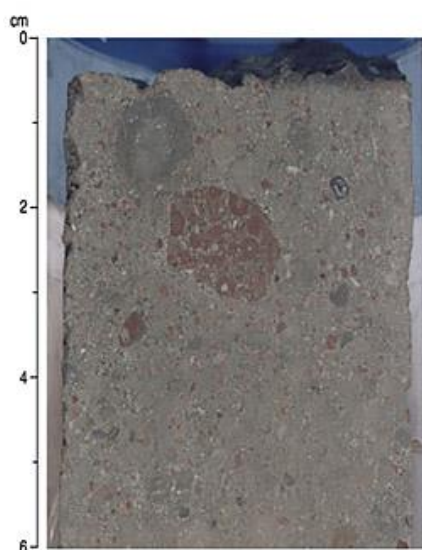


Рис. 1. 542. Лапиллиевый туф с аккреционными красными окисленными лапиллями.

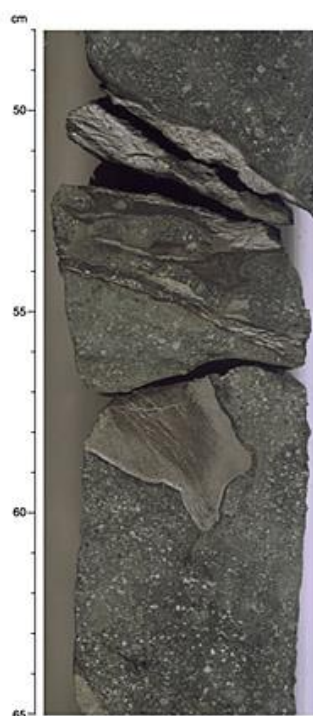


Рис. 1. 543. Древесина и обогащенные органикой слои в субпачке 2е.

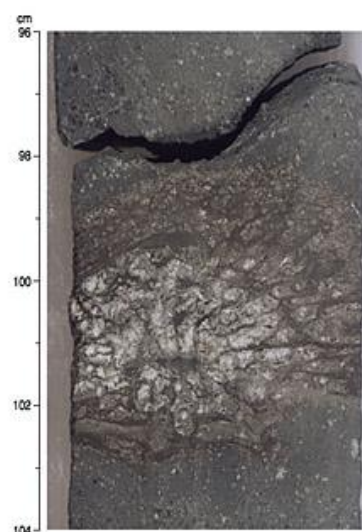


Рис. 1. 544. Древесина в нижней части пачки 2е с моллюском *Teredo*.

Базальные горизонты мощностью 1.3 м – содержат три прослоя, чередующихся с прослоями глин, содержащих небольшие черные частицы, которые могут быть обугленной органикой. В обломках туфов присутствуют высокоизмененные миндалекаменные базальты.

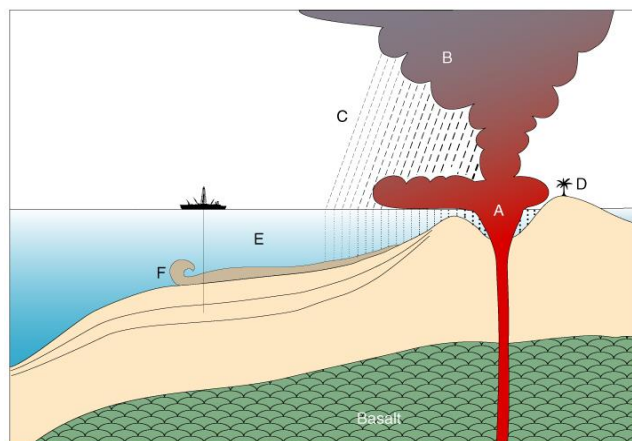


Рис. 1. 545. Схематическая интерпретация эруптивного становления вулканокластических пород скв. 1184.

Эти переработанные пирокластические образования формировались, возможно, на вершинах крупного симаунта. Буквенные обозначения: **A-F** идентифицируют особенности вулканокластических пород. **A** – присутствие не миндалекаменных обрывков вулканического стекла предполагает фрагментацию быстро закаленной магмы в гидромагматическом извержении в мелководных условиях; многочисленные тахилитовые обломки могут свидетельствовать о том, что процессы происходили в субаэральных условиях. **B** – аккреционные лапилли формировались в атмосфере колонны вулканического пепла. **C** – отсутствие блоков, бомб или лапиллей более 20 мм показывает, что первичная пирокластика формировалась на удалении нескольких километров от центра (центров извержения). **D** – фрагменты древесины, найденные в основании четырех или пяти субпачек, указывают на близость суши. **E** – переотложение вулканокластического материала в морских условиях доказывается присутствием нанофоссилий в отложениях. **F** – переотложение турбидитовыми течениями предполагает, что материал отлагался в воде.

Скв 1185. Скважина находится в восточной окраине плато. Глубина – 3989,9 м.

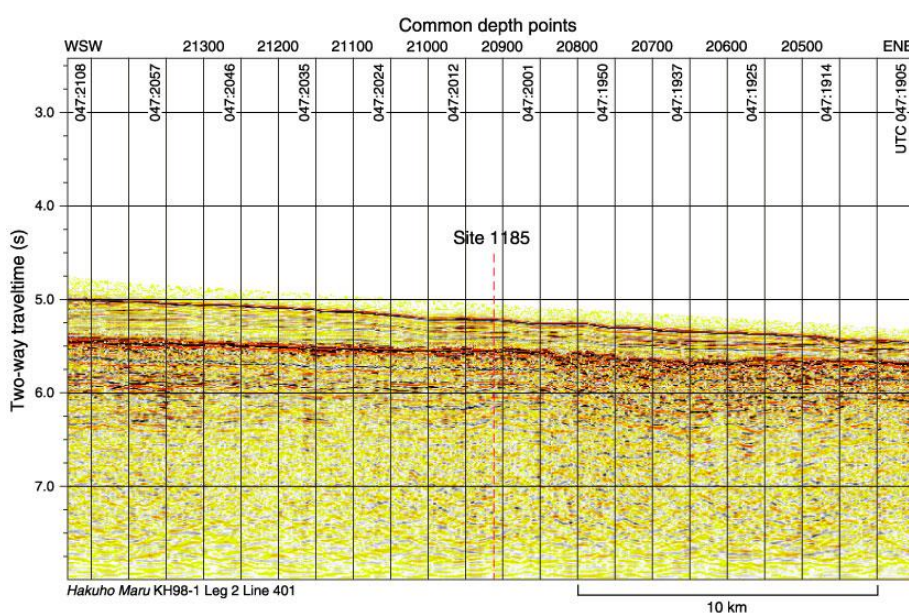


Рис. 1. 546. Сейсмический профиль района заложения скв. 1185.

Пачка 2 (интервал 250,6-308,54 м) – средний-поздний эоцен; нанофоссильный мел с радиоляриями. Основанием пачки 2 являются высокоизмененные (окисленные) базальты, контакт которых с породами пачки 2 не

вскрыт (отсутствует в керне). Окраска нанофосфильного мела меняется вниз по разрезу от белой до палево-коричневой и темнеет вниз по разрезу; здесь же небольшие (<1 мм) черные частицы (оксиды марганца).

Основание разреза – базальты с прослоями известняков мела – верхние 15 м (сеноман-альб, возможно апт). Потоки подушечных базальтовых лав и гиалокластиты. Вскрыто до 216 м базальтового основания. Изменение базальтов (верхняя зона изменений) происходит в высокоокислительных условиях, которые сопровождаются появлением в измененных базальтах светло- и темно-желтовато-коричневой окраски, особо проявленной во внешней части подушек, подушечных лав или полным изменением массы сферулитовых базальтов.



Рис. 1. 547. Измененный сферулитовый базальт светло- и темно-коричневого цвета в верхней части потока. В центре сферул – нацело измененный оливин. Сферулы окрашены гидрооксидами железа. Изменение возрастает к краю «подушки».

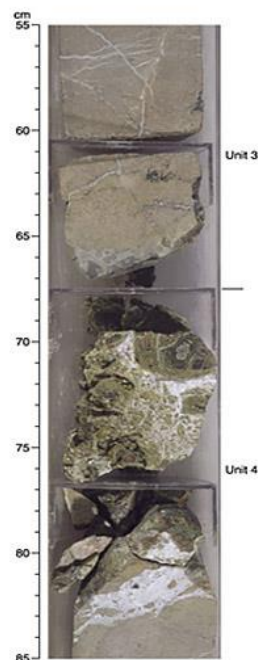


Рис. 1. 548. Граница между пачками 3 и 4, фиксируемая присутствием измененных гиалокластитов. Обе пачки представлены измененным базальтом с многочисленными коричневыми сферулитами.



Рис. 1. 549. Нацело измененный гиалокластит из верхней зоны изменений; фрагменты стекла (от зеленого до желто-коричневого) нацело замещены смектитом и цементируются белым или розовым карбонатом.

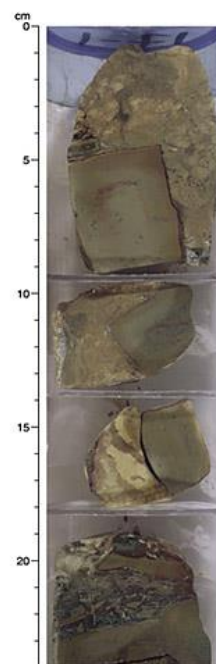


Рис. 1. 550. Нацело измененные угловатые фрагменты базальта в брекчии, цементируемой мелкозернистым карбонатом в верхней части пачки 10.

В породах вторичные минералы – смектиты и гидроокислы железа. Эти же минералы в измененных базальтах заполняют миндалины. В нижней зоне изменений – брекчия интенсивно измененных (окисленных) базальтов, цементируемых осадками.

Эти изменения исчезают далее вниз по разрезу, где распространены пыльно-серые тона окраски базальтов.

Скв. 1183. Глубина – 1804,7 м; проходка – 503,1 м.

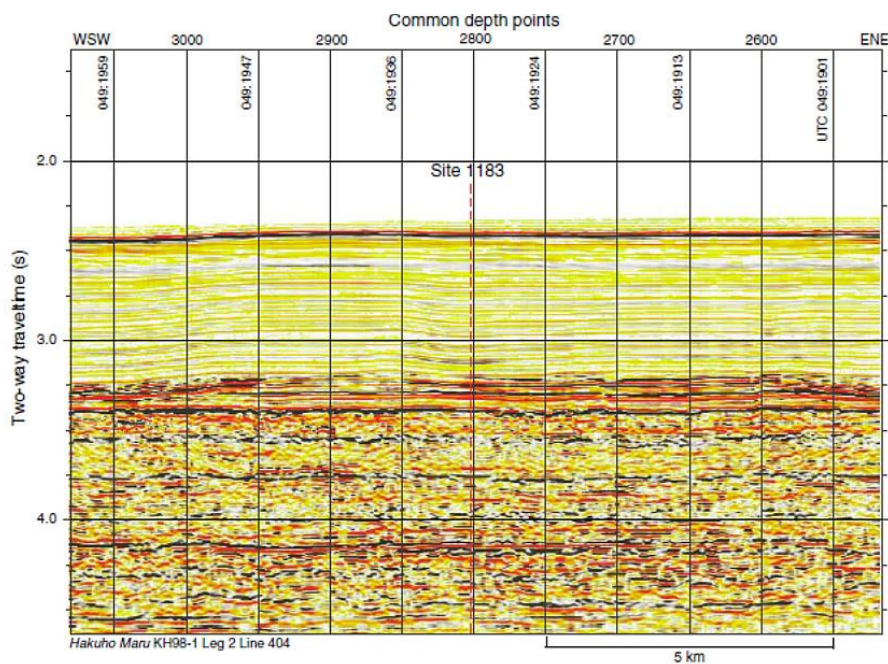


Рис. 1. 551. Сейсмический профиль района заложения скв. 1183.

Пачка 1 – (интервал 328-838,6 м) – отложения олигоцена и миоцена.



Рис. 1. 552. Фации сантон-коньяк – красные в основании – перекрывающие основание, чередующиеся с темными аргиллитами и красноватыми известняками.

1а (интервал 328-337,6 м) – средний миоцен; фораминиферовый нанофоссильный ил; белый, голубовато-белый, цветные полосы интерпретируются как диагенетические кольца Лизеганга.

1в (интервал 337,6-444,8 м) – ранний - средний миоцен – фораминиферовый нанофоссильный мел с прослоями вулканического пепла, цвета светло-зеленоватых и розоватых оттенков.

1с (интервал 752-838,6 м) – нанофоссильный мел, фораминиферовый известняк и прослой вулканического пепла; нижние 50 м – известняки. Серый цвет – прослой пепла.

Пачка 2 (интервал 838,6-986,6 м) – палеоцен - эоцен – известняк, кремни и цеолитовый мел.

2а (интервал 838,6-958,3 м) – эоцен – нанофоссильные известняки, кремни, известняки – белые, кремни – розоватые.

2в (интервал 958,3-986,6 м) – палеоцен; фораминиферовый известняк и цеолитовый мел. Некоторые полосы, обогащенные цеолитом, измененное вулканическое стекло.

Пачка 3 (интервал 986,6-1130,4 м) – апт - ранний дат; 144 м до контакта с базальтом на глубине 1130,4 м. 70 см наверху – датский ярус, остальное – мел. Верхние 120 м – белый известняк, а нижние 42 м – сероватые и розоватые известняки с глиной и вулканокластическими слоями.

За (интервал 486,6-1088,8 м) – кампан – ранний дат, известняки, цеолитовый мел, кремни – нодулы, линзы красновато- и темно-коричневого цвета.

Зв (интервал 1088,8-1130 м) – сантон – коньяк – апт – альб, серые и розовато-белые известняки. Известняки интенсивно розовые до красновато-коричневых – аргиллиты темно-красно-коричневые. Нижние 2 м субпачки Зв содержат интервалы оливково-серых красновато-коричневых туфов. Два самых низких интервала – 25 см – сложены известняком и пеплом миндалекаменных базальтов. Основание пачки 3 лежит на верхней части базальтов, но контакт базальт-осадок – не вскрыт; выше базальтов – известняк.

Основание – базальтовый фундамент: (интервал 1130,4-1211 м) – апт; базальтовые потоки с редкими прослоями ожелезненных микритовых известняков. Основание содержит 8 потоков пиллоу-базальтов с прослоями известняков.

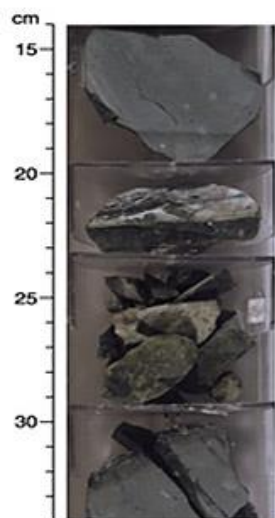


Рис. 1. 553. Контакт между пачками 6 и 7, определяемый гиалокластической брекчией с кальцитовым цементом.

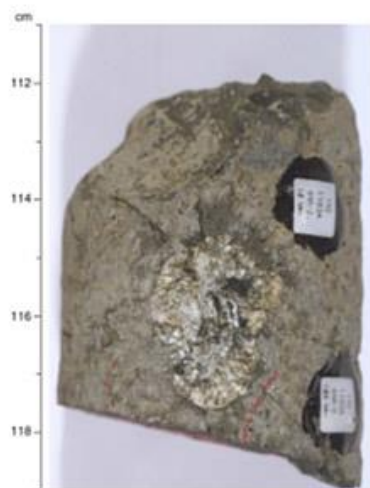


Рис. 1. 554. Базальт с ксенолитом 1,5 x 3 см, обогащенным плагиоклазом.



Рис. 1. 555. Частично перекристаллизованные фораминиферовые известняки выше гиалокластиков в верхней части основания пачки 2 – апт.

Известняки между базальтами коричневые. Условия образования и изменений базальтов – мелководные или субаэральные.

Скв. 1186. Глубина – 2729 м; проходка – 271,2 м.

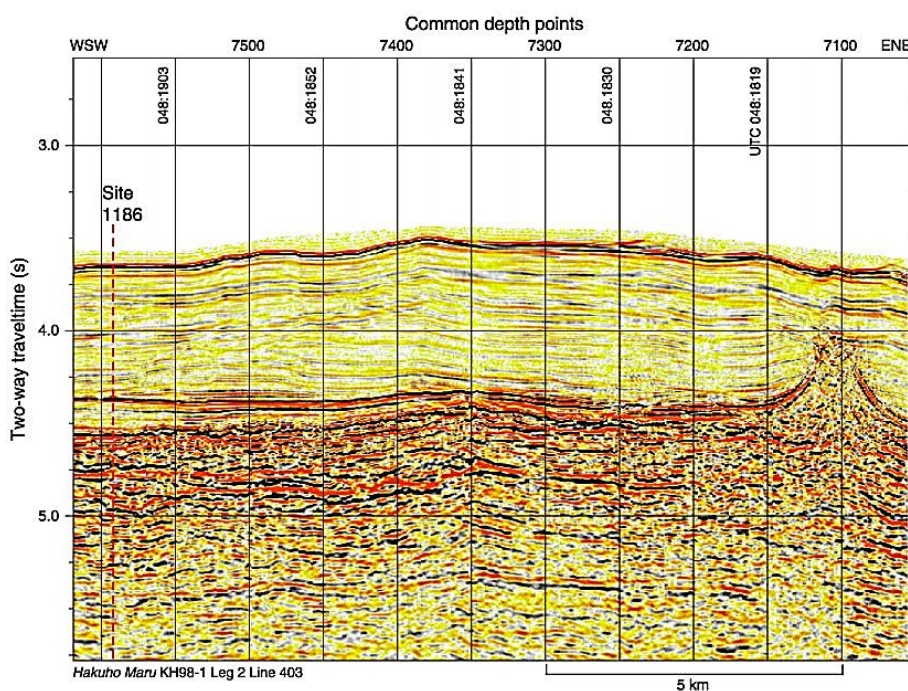


Рис. 1. 556. Сейсмический профиль района заложения скв. 1186.

Скважина пробурена от 697,4 м до верхней части разреза базальтового основания, 968,7 м. Пробуренная часть литостратиграфической последовательности представлена в основном карбонатными фациями, в которых выделены три пачки. Отмечается большое количество кремней (пачка 2); вулканического материала (пачка 2 и основание).

Пачка 2 (интервал 697-812,7 м) – палеоцен – эоцен; фораминиферовые нанофоссильные известняки, кремни и цеолитовый мел. Известняки белые; фрагменты кремней на интервале 700-800 м; слои кремней 5-15 см. В основании цеолитовый мел с примесью пеплового материала – основание палеоцена.

Пачка 3 (интервал 812,7-968,6 м) – апт – альб, поздний коньяк, поздний кампан – маастрихт – нанофоссильный мел, известняк; верхние 118 м – белый и коричневый мел, нижние 38 м – серые и темно-коричневые известняки с прослоями глин. В нижней части в прослоях коричневых известняков участки с «древесной» структурой.

Базальный горизонт, расположенный выше базальтов (37-47 см), ранний апт: брекчия с обломками вулканического стекла (45-46 см), перекрывается 5 см темно-красных железистых алевролитов (40-45 см), которые содержат 5 мм прослой глины. Выше алевролита желто-коричневые известняки. В аргиллите 44 % Fe_2O_3 .

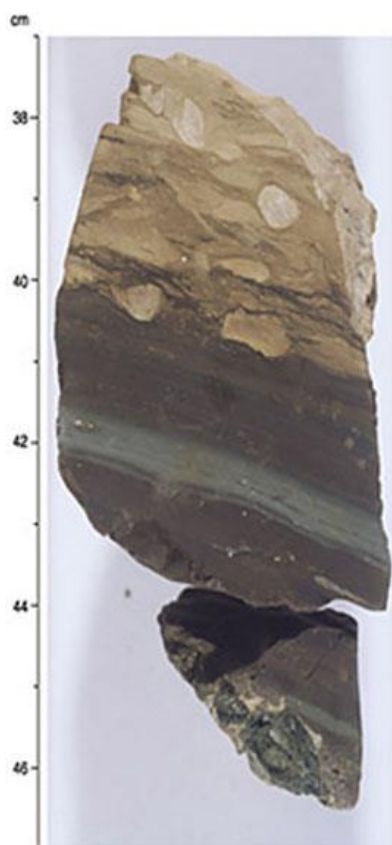


Рис. 1. 557. Литология базального горизонта скв. 1186А – осадки выше базальтовых лавовых потоков (пачка 3в – ранний апт). Брекчия – 1 см с фрагментами вулканического стекла (45-65 см) перекрывается темно-красным железистым аргиллитом (40-45 см) с прослоем 5 мм серой глины. Выше аргиллитов – желто-овато-коричневый биотурбированный известняк.



Рис. 1. 558. Меж потоковые осадки – ранний апт – известняковый галечный конгломерат, перекрывающий прослой вулканокластитов, в свою очередь перекрывающий поток базальтов. Округлые обломки – микритовые известняки с радиолариями и планктонными фораминиферами. Светло – до темно-коричневая окраска обломков известняков – присутствие гидроокислов железа. Другие обломки – вулканическое стекло, глауконит и скопления непрозрачных минералов.

Основание – 45 см – ранний апт – базальтовые потоки с редкими прослоями осадков, представленных песчаниками и гиалокластитами, редко среди них присутствуют карбонатные прослои. Базальные конгломераты красно-коричневые с гальками известняков.

Трещины в базальтах заполнены бледно-коричневой известняковой брекчией. Пачки базальтов разделены тонким горизонтом конгломератов. Афировые базальты слабо и средне изменены.

Скв. 1187. Глубина – 3804 м; проходка – 7,0 м.

Скважина располагается на восточной окраине плато. Пробурено немного осадков, так как задачей бурения было вскрытие базальтового основания.

Вскрытые отложения 1,47 м темно-коричневые железистые аргиллиты, сменяющиеся, вниз по разрезу, 2 см слоем мела, содержащего микрофоссилии апта. Отложения представлены темно-коричневыми железистыми аргиллитами, ниже которых присутствует прослой мела 2 см. Редкие прослой известняков присутствуют внутри базальтов. Две пачки – верхняя – железистые аргиллиты, нижняя – базальты с редкими прослоями известняков.

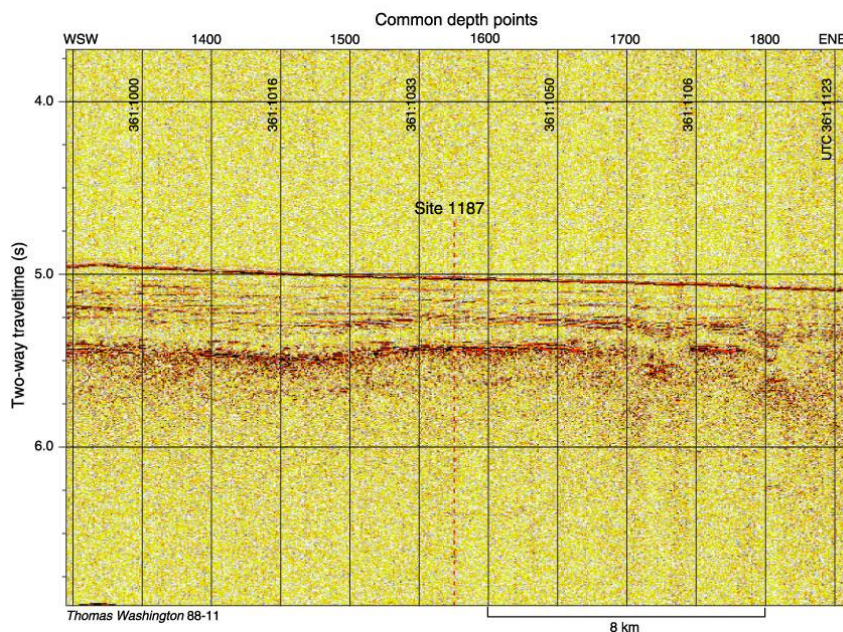


Рис. 1. 559. Сейсмический профиль района заложения скв. 1187.

Пачка 3 (интервал 365-372,5 м) – апт, аргиллиты, аргиллиты с цеолитами, мел. Аргиллиты содержат остатки рыб и редкие фораминиферы.

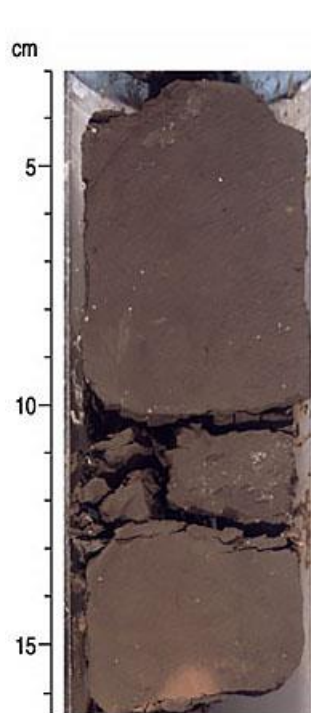


Рис. 1. 560. Аргиллиты пачки 3 (апт).



Рис. 1. 561. Граница между субпачками 3b и 4 – измененный (гидроокислы железа) сферулитовый и стекловатый базальт.



Рис. 1. 562. Шлиф. Измененный сферулитовый базальт (белое – плагиоклаз, темно-коричневый – оливин).

Основание: потоки базальтов – мел? с редкими прослоями красновато-коричневых известняков и обломками стекла. В базальтовом основании выделено 12 потоков мощностью от 0,7 до 41,2 м. Внешние части потоков подверглись окислению (гидроокислы железа). В целом базальты подверглись изменениям в окислительных условиях: результат – светло-темно-желтовато-коричневые тона (сметит, гетит, кальцит).

Базальты основания плато Онтонг-Джва – толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были найдены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают ограниченный диапазон несовместимого элемента и изотопическую вариацию, но небольшие различия очевидны между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков в скв. 807. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст лавы скв. 807 и скв 286 глубоководного бурения неразличимы в отношении раннего апта среднее значение 122 млн лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), что указывает на то, что платообразующий вулканизм закончился более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато. Изотопы Pb-Nd-Sr лав скв. 289, 803 и 807, а также лав южной Малаита, соответствуют источнику с параметрами $\epsilon\text{Nd}(T)$ = от +4,0 до +6,3, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T = 0,70423-0,70339$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,245-18,709$ и обладающему последовательно большим $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для данного $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем тихоокеанские с MORB. Очень высокий уровень плавления и отсутствие заметных изменений возраста лучше всего объяснить, тем, что основная часть плато была построена быстро. По крайней мере, вулканизм продолжался на плато в течение 30 млн. лет или больше.

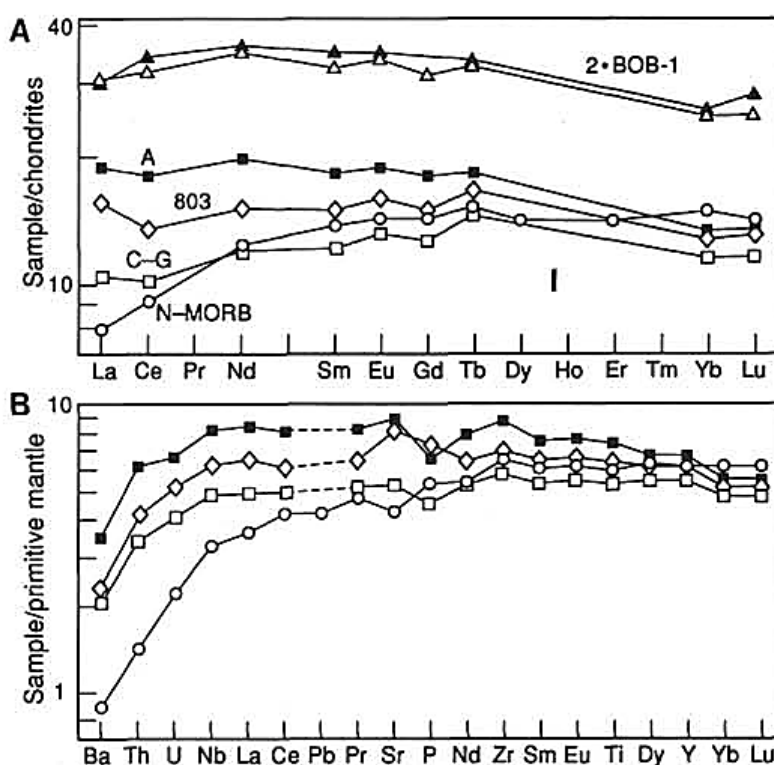


Рис 1. 563. А. РЗЭ базальтов скв. 803 (открытые ромбы), скв. 807 – пачка А – залитые квадраты и пачек С-Г – открытые квадраты. Все базальты рейса 130 слабо обогащены легкими РЗЭ по сравнению с нормальными MORB (открытые кружки). Показаны также измеренные (открытые треугольники) и рекомендованные (залитые треугольники) для стандартных BOB-1. В. Средние нормализованные по примитивной мантии элементы скв. 803 и пачек с С-Г.

Экспедиция 324, Поднятие Шатского, 2009. Sager, W. W., Sano, T., and Geldmacher, J., 2009. Testing plume and plate models of ocean plateau formation at Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean. IODP Sci. Prosp., 324. //doi:10.2204/iodp.sp.324.2009.

Поднятие Шатского расположено в северо-западной части Тихого океана и является одним из наиболее крупных океанических плато. Массив Таму расположен в южной части поднятия Шатского и является древнейшей частью цепи поднятий.

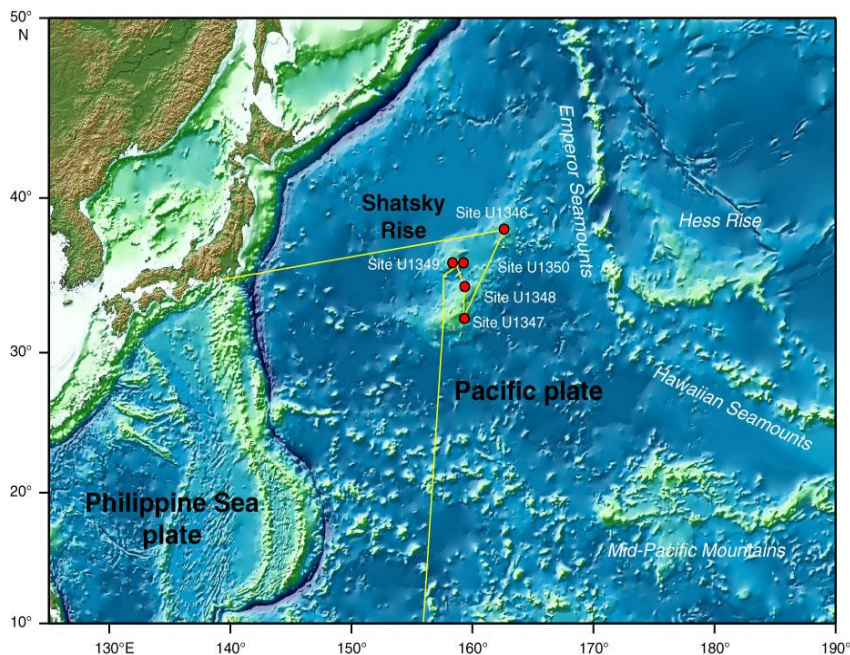


Рис. 1. 564. Размещение поднятия Шатского на северо-западе Тихого океана. Красные кружки - места скважин рейса 324; желтые линии - путь «Джойдес Резолюшн».

Скв. U1347A. Глубина - 3450 м; проходка - 317,5 м. Восточное окончание массива.

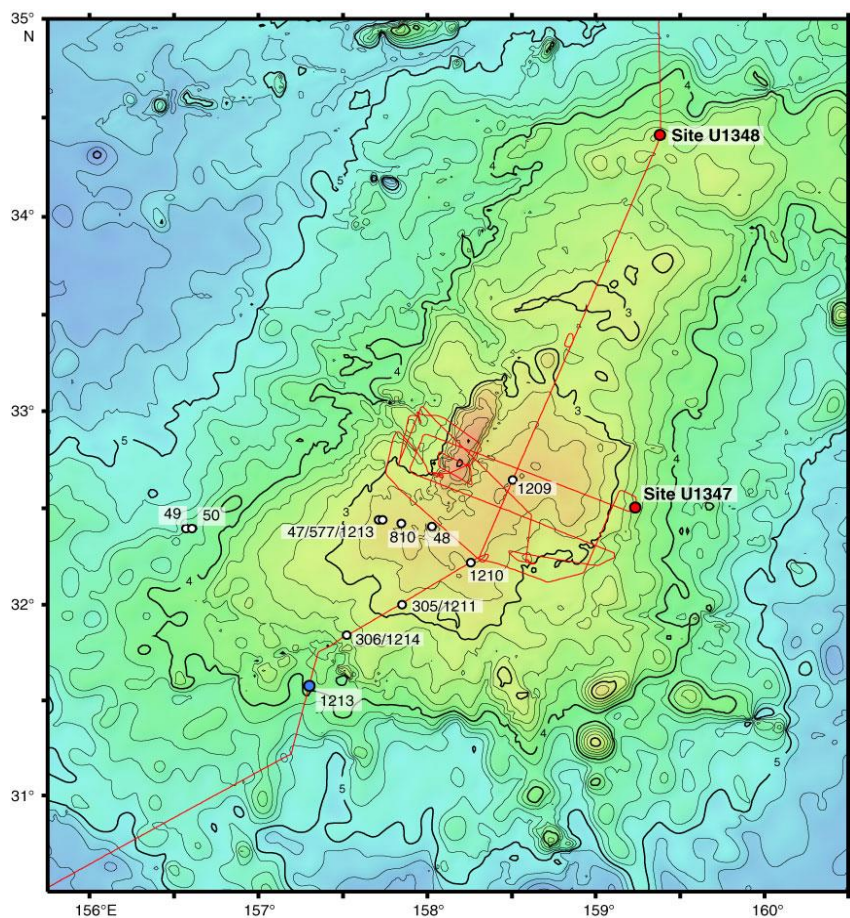


Рис. 1. 565. Батиметрия массива Таму и размещение скважин U1347 и U1348. Контуры и цвета показывают батиметрические глубины, определенные по данным спутниковой альтиметрии (Smith, Sun Well, 1997). Контуры проведены через интервал 200 м. Красная линия - маршрут рейса TND37 обеспечение мест бурения скважин; открытые кружки - места ранее пробуренных скважин; синий кружок - скв. 1213.

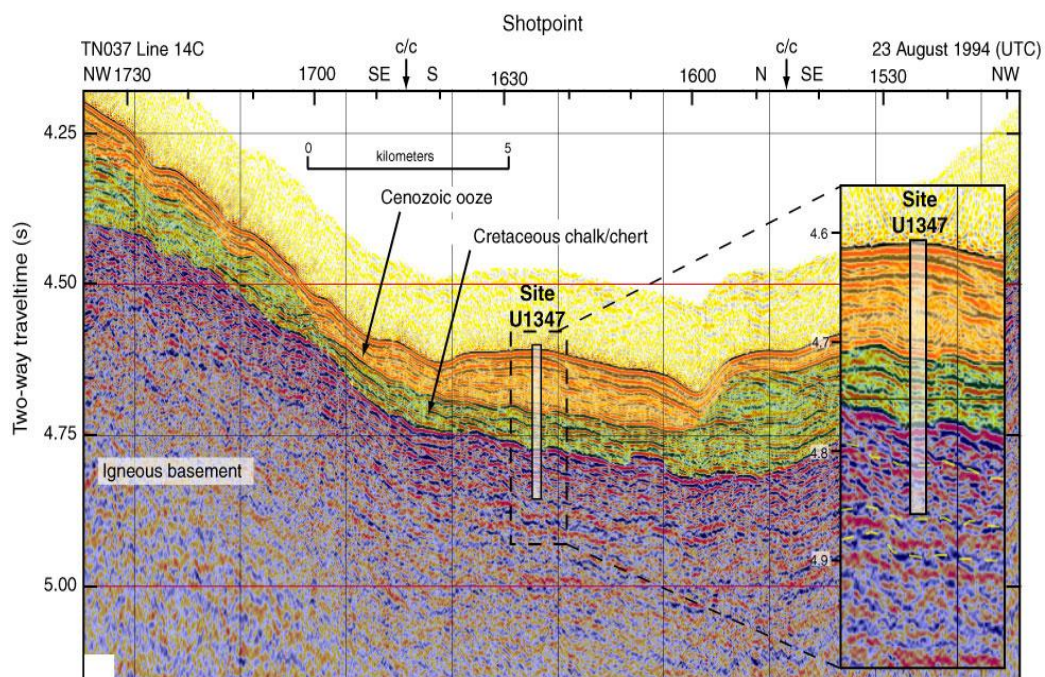


Рис. 1. 566. Сейсмический профиль и интерпретация скв. U1347 (Klaus, Suger, 2002).

Скважиной U1347А вскрыты отложения раннего мела (берриас-поздний валанжин), перекрывающие вулканическое основание. Осадки (60 м) – слоистые и полосчатые песчано-аргиллитовые содержат фрагменты аммонитов. Осадочный материал мелкозернистый, возможно вулканогенный, слоистость указывает на турбидитовые течения. Глауконитовые радиоляриты и силифицированные известняки перекрывают эти аргиллиты и содержат хорошо сохранившиеся радиолярии, замещенные, во многих случаях, глауконитом. Присутствие косой слоистости указывает на очень мелководные морские условия, или условия выше уровня волн и тенденцию к обмелению, предшествовавшую последующему проседанию и отложению пелагических, обогащенных кремнистым материалом, фаций.

Скв. U1348. Глубина – 3264 м; проходка – 324,10 м. Расположена в северной части массива Таму. Место заложения скважины - верхняя часть поднятия основания с маломощным слоем осадков.

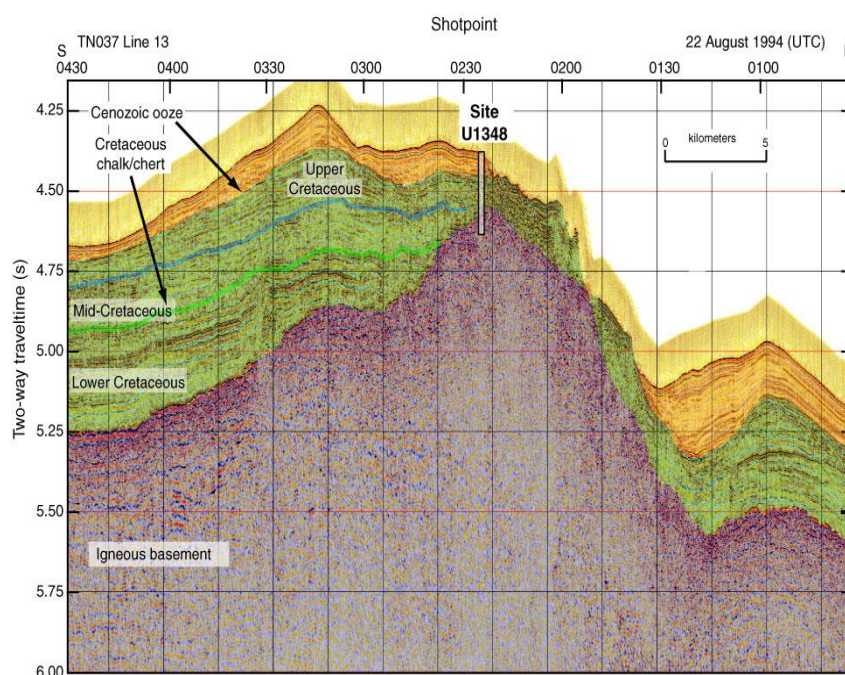


Рис. 1. 567. Сейсмический профиль скв. U1348 (Klaus and Sager (2002)).

Скв. U1348A пробурена на глубину 324,1 м. Разрез мощностью 120 м вулканокластических осадков, перекрывается сверху мелководными известковистыми песчаниками, зеленоватыми глинами, нанофосильными илами и кремнями, вскрытыми в скв. U1348A.

Верхняя пачка I содержит красные кремни, чередующиеся с хорошо сохранившимся разрезом кайнозойских - поздне меловых нанофосильных илов. Желтые брекчированные кремни вскрыты ниже красных кремней и выше высоко окремненных измененных песчаников.

Ниже них размещены мелководные биокластические песчаники пачки II с вулканическими обломками. Несмотря на то, что базальтовое основание не вскрыто этой скважиной, тем не менее вскрыта уникальная последовательность высоко измененных морских вулканокластических пород (пачки III – VI). На основании присутствия морских фосиллий, слоистых текстур эти отложения могут рассматриваться, как смесь осадков *in situ* и переотложенного материала, формировавшегося в процессе извержения в субмаринных условиях. Микропалеонтологические исследования показали, что верхняя часть разреза может датироваться миоценом. Глубже по разрезу, фиксируя нарастающую интенсивность погружения, обнаружены фораминиферы раннего апта и раннего кампана (120-80 млн. л) и соответственно нижележащие части разреза – древнее 120 млн л. Вулканокластиты пачек III – VI цементируются глиной или песчаным материалом, содержат компактные гранулы или гальки, обрывки стекла сильно изменены.

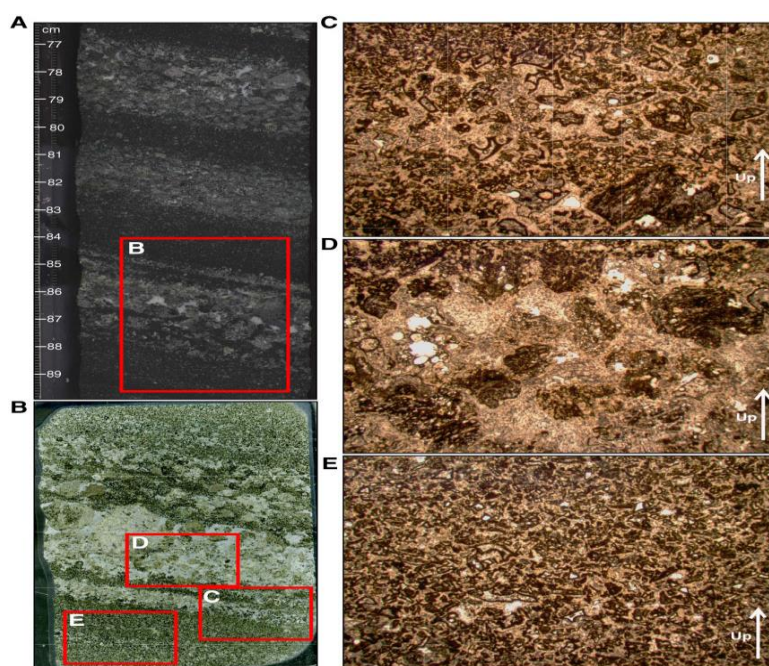


Рис. 1. 568. А. Фото ядра. В. Тонкий срез (в проходящем свете) туфа пачки III. С. Обрывки стекла. D. Округлые обломки пористых базальтов. E. Матрикс гиалокластитов. Стрелки – ориентация ядра.

Присутствует биокластический материал: обломки раковин и хорошо сохранившиеся известковистые окаменелости. В отличие от других скважин рейса 324, здесь не вскрыты ни массивные, ни подушечные лавы. Часто нацело измененные гиалокластиты, не позволяют судить об их первичном составе. Витрокластиты и обрывки стекла превращены в коричневую глину, в составе которой присутствуют: палагонит, цеолит, кальцит, монтмориллонит, нонтронит. Элементами стратификации является градационная, иногда косая слоистость, залегающая иногда под углом 30 град. Образцы глин пачки II характеризуются высоким содержанием SiO_2 , K_2O , и низкими CaO , P_2O_5 , TiO_2 . Материал глин может содержать значительное количество вещества, принесенного водой или ветром с континентальной коры или островных дуг.

Севернее массива Ори на поднятии Шатского располагается массив Ширшова – наиболее молодая вулканическая постройка на поднятии Шатского.

Скв. U1346. Глубина – 3619 м; проходка – 191,8 м. Пробурена на массиве Ширшова в северном «кольце» вершины. Скв. U1346 размещена в северной части массива Ширшова на севере поднятия Шатского там, где акустическое основание почти плоское и представляет собой субаэрально эродированную вершину платформы.

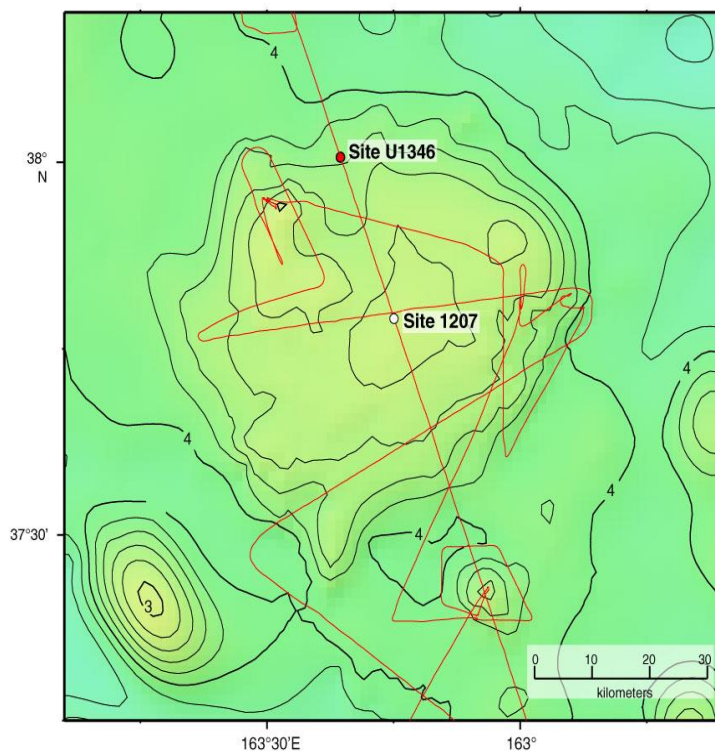


Рис. 1. 569. Батиметрия массива Ширшова и расположение скв. U1346. Контуры и цвета показывают глубины по данным спутниковой альтиметрии (Smith and Sandwell, 1997). Скв. 1207 пробурена в рейсе ODP Leg 198 (Shipboard Scientific Party, 2002a). Контуры глубин проведены через интервал 200 м. Красная линия след рейса TN037 (Klaus and Sager, 2002).

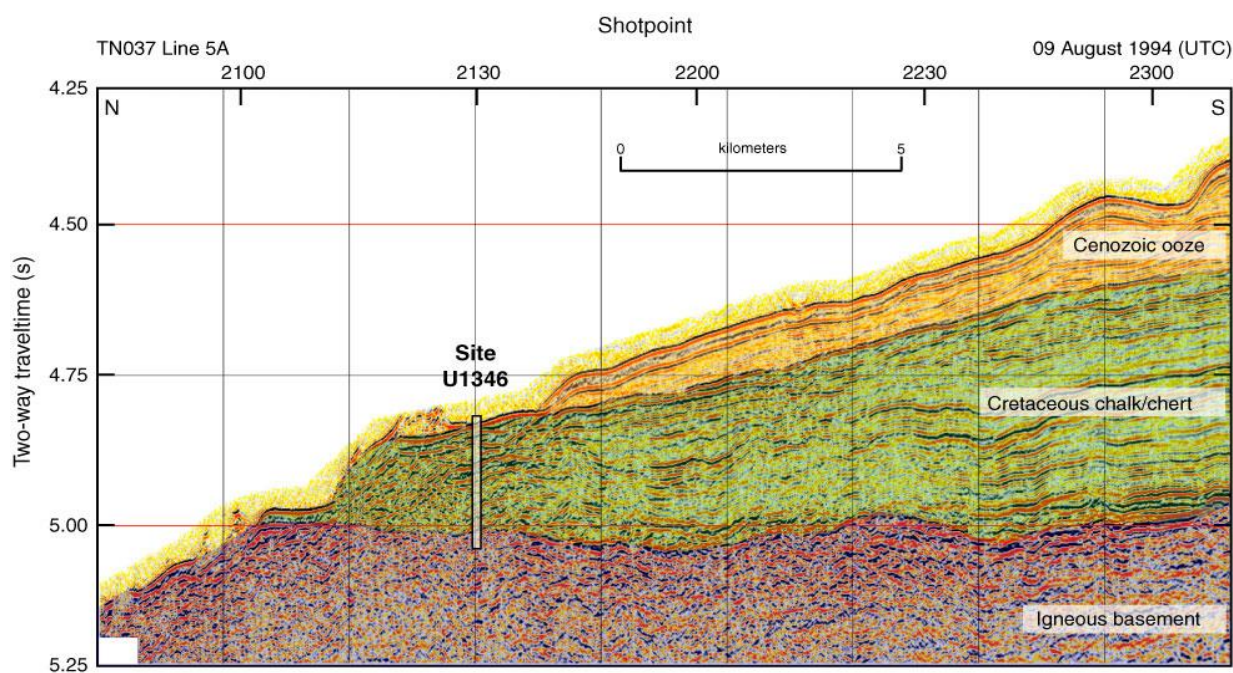


Рис. 1. 570. Сейсмический профиль и интерпретация скв. U1346 (Klaus and Sager (2002).

Едиственная скв. U1346A вскрыла 139,2 м осадочного покрова и 52,6 м вулканического основания. Верхняя часть осадочного покрова представлена фрагментами темноокрашенных кремней. Наиболее верхний осадочный интервал пачки I представлен только небольшими изолированными кусками темноокрашенных кремней.

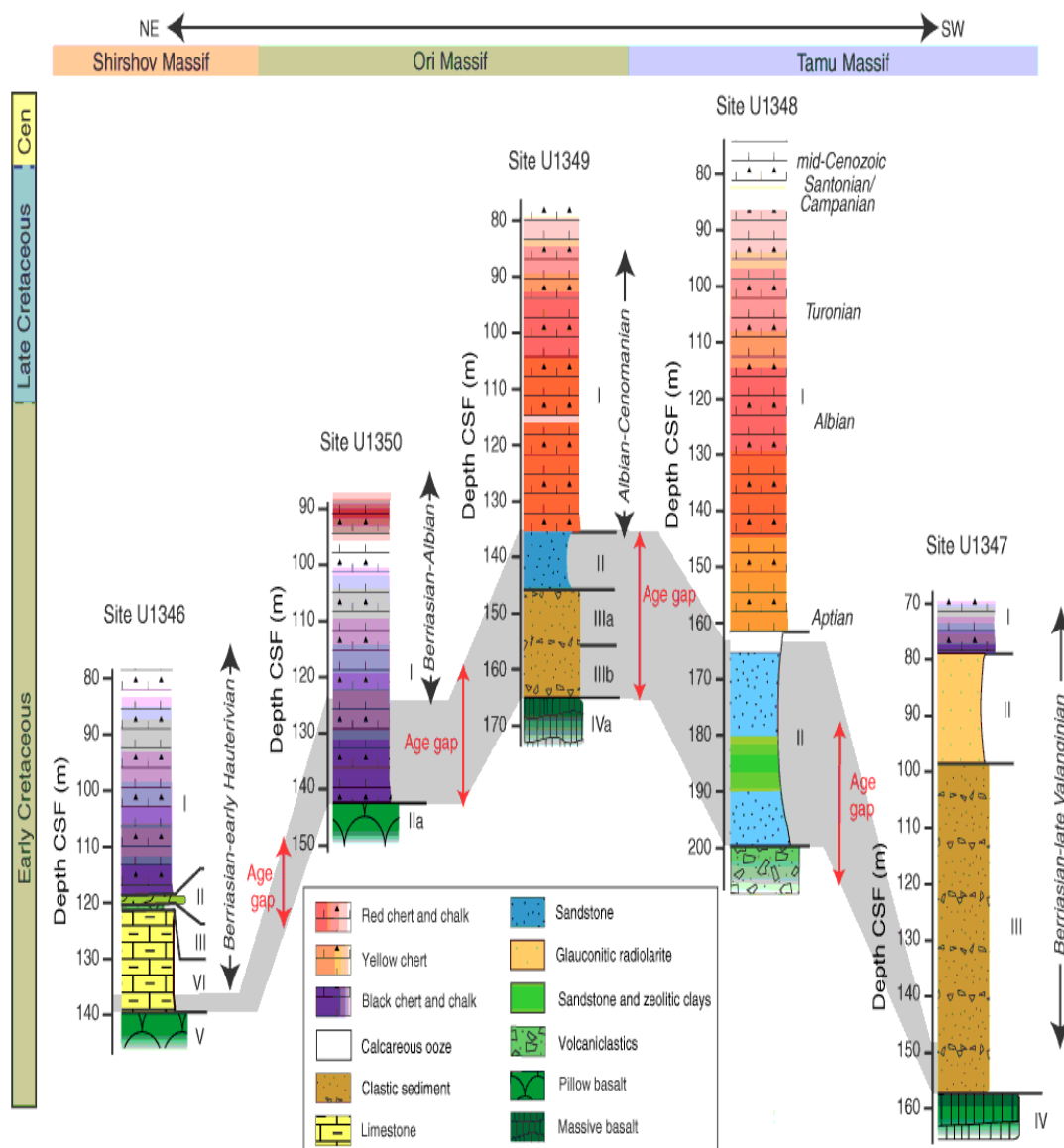


Рис. 1. 571. Обзор литостратифии выше осадочного основания экспедиции 324.

Скважины расположены слева направо в географическом порядке. Биостратифия показана справа в каждой колонке. Отметьте перерыв или отсутствие керна между кампаном и средним кайнозойем в скв. U1348. Серое – перерыв (gap) между последними датированными осадками и изверженным основанием, или вершиной вулканокластической последовательности пачки III, (скв. U1348). Условные обозначения- слева- направо, сверху-вниз:

- | | |
|------------------------|-------------------------------|
| - красные кремни и мел | - песчаник |
| - коричневый кремнь | - глауконитовый радиоларит |
| - черный кремнь и мел | - песчаник и цеолитовая глина |
| - известковистый ил | - вулканокластит |
| - кластический осадок | - подушечный базальт |
| - известняк | - массивный базальт |

Скв. U1346A. Незначительные по мощности литифицированные осадки включают в себя чередование базальтов и известняков неопределенного происхождения, интерпретируемых как обломочный поток (пачка II). В этой пачке деформации мягких осадков присутствуют вокруг крупных вулканических обломков, свидетельствуя о том, что обломки ударялись в осадки или, катясь, крутились по склону от источника извержения или же являлись продуктами постэруптивной эрозии вулканической постройки. Керна 324-U1346A-4R-2 представляет серию полосчатых вулканокластитов с градиционными переходами от очень грубозернистых песков к глинам,

интерпретируемых как турбидиты (пачка III). Нижележащая пачка IV сложена снизу-вверх – глинами с известняками, известковистыми глинами с обломками раковин и других биогенных компонентов. В глинах присутствуют глауконит и измененные вулканокластиты. Все они вместе взятые представляют собой мелководно морские образования, формировавшиеся вблизи источника вулканизма. Возраст образцов берриас-готерив. Кроме фораминифер присутствуют остракоды, эхиноиды, спикулы губок, бриоза и углеродистое вещество. Верхняя осадочная часть разреза – обычная кремнисто-меловая, сменяющая вниз по разрезу вулканокластическим материалом с фрагментами базальтов. Ниже вулканокластитов вскрыты выветрелые вулканогенные конгломераты, залегающие непосредственно на красно-коричневых базальтовых потоках. Эти маломощные изменения лавы имеют исключительно высокую миндалекаменность, многие – интенсивно красные и возможно сформировались в процессе субаэрального выветривания, чередуются с тонкими прослоями оолитовых известняков, указывающих на периодические морские инкурсии. Базальтовое основание вскрыто на глубине 139,2 м и перекрыто пелагическими осадками, вскрытыми только в их нижней части. Эти осадки – свидетельство последовательного погружения (проседания) вулканического основания (платформы). Непосредственно выше основания, вскрыты мелководные биогенные известняки, состоящие из карбонатного материала, вмещающего многочисленные обломки раковин, фораминиферы, радиолярии, эхиноиды и аутигенный глауконит. Окисленные фрагменты вулканического материала, так же, как и многочисленные мелкие (миллиметровые) фрагменты древесины в этих известняках, позволяют предполагать, что они формировались вблизи участков суши.

Открытие мелководных, и даже субаэральных отложений во многих скважинах, пробуренных на поднятии Шатского, позволяет считать, что это поднятие в раннем-среднем мелу, являлось скорее полупогруженным архипелагом, чем исключительно подводным образованием. Литологические и биологические данные указывают на мелководные морские условия, включая карбонатные осадки, мелководные ассоциации фауны, присутствие остатков древесины, глауконита и структурные свидетельства мелководного осадконакопления.

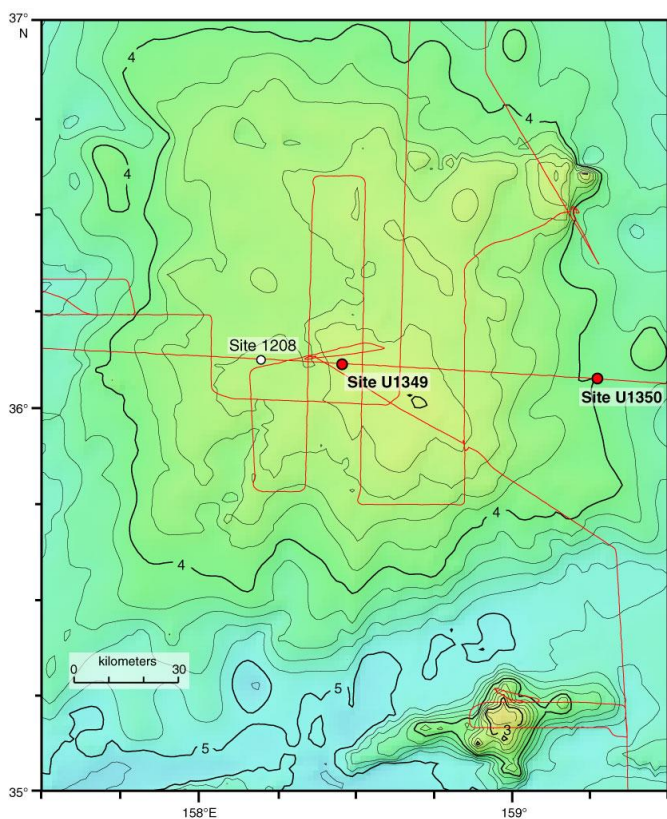


Рис. 1. 572 Батиметрия массива Ори и расположение скв. U1349 и U1350. Контур и цвета показывают глубины по данным спутниковой батиметрии (Smith and Sandwell, 1997). Контурь проведены через 200 м.

По мере перемещения вверх по разрезу количество биогенного вещества в известняках уменьшается, появляются полосчатые слоистые текстуры, большое количество кремнистого материала алевритовой и глинистой размерности.

Изверженное основание в скв. U1346 документировано высокопористыми (30-50% миндалин) базальтовыми пиллоу-лавами ~53 м мощностью (пачка V). Экстенсивные низкотемпературные изменения наложились на все изверженные породы Вторичные минералы в базальтах: минералы глин (нонтронит, сапонит). Содержания многих элементов: K, Si, Ca, P, Sr, Ba, and Ni, значительно меняются в зависимости от степени изменения базальтов, однако содержания некоторых элементов, включая Ti, Zr, Y, Cr, V, Sc, остается практически неизменным.

Массив Ори расположен севернее массива Таму и предположительно представляет или позднюю фазу вулканизма, или рифовый сегмент крупной постройки.

Пробурены две скважины: первая – **U1349** (глубина – 3127 м; проходка - 250. 4 м; керн - 65. 87 м) – в центре поднятия и вторая, удаленная от первой на 40 км – **U1350** (глубина – 4056 м; проходка – 315,8 м; керн - 75. 19 м) - на восточном фланге массива.

Базальтовое основание в скв. U1349 представлено сильно измененными породами и перекрыто последовательностью вулканокластических конгломератов, брекчий и песчаников. Выветрелый, сильно окисленный горизонт в керне 324-U1349A – 6R рассматривается как кора выветривания и является, в связи с этим, прямым свидетельством субаэрального нахождения поднятия Шатского. Свидетельством очень мелководного образования верхних лавовых потоков в скв. U1349 являются межлазовые горизонты оолитовых биокластических известняков. Выше базальтового основания в керне фрагментарно вскрыты (скв. U1350) черные кремни или в других местах известняки, чередующиеся с, незначительными по мощности, потоками лав.

Скважина U1350 размещена на нижнем восточном фланге массива Ори, где осадочный покров тонкий и нижележащее акустическое основание проявлено сравнительно интенсивно.

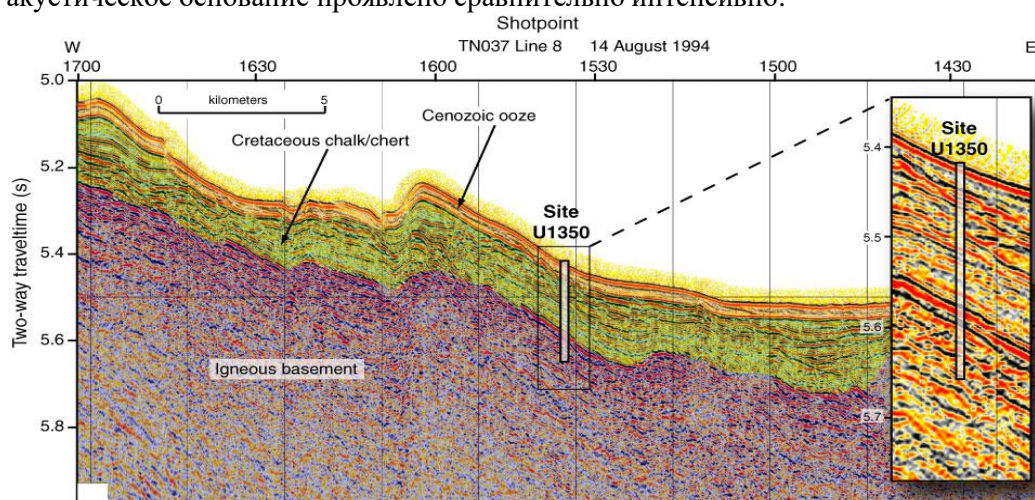


Рис. 1. 573. Сейсмический профиль и интерпретация разреза скв. U1350.

Скв. U1350А. Было пробурено 143,1 м. осадков и 172,7 м изверженного основания на общую глубину 315,8 м. Верхняя пачка I сложена кремнями и мягким известковистым илом или мелом. Изверженное основание в верхней части представлено чередованием осадков и базальтов. Осадки - карбонатные породы с радиоляриями и вулканокластитами. Присутствуют двустворки и брахиоподы. Осадочные прослои преобладают в пачках IV. В верхней части изверженного основания преобладают массивные базальты, которые в нижней части этого основания сменяются подушечными лавами.

Скв. U1349 размещена на вершине массива Ори, на плоской вершинной части основания хребта, предположительно выровненной волновой эрозией. Скв. U1349А единственная пробуренная в этом месте прошла 165. 1 м осадков и 85. 3 м изверженного основания.

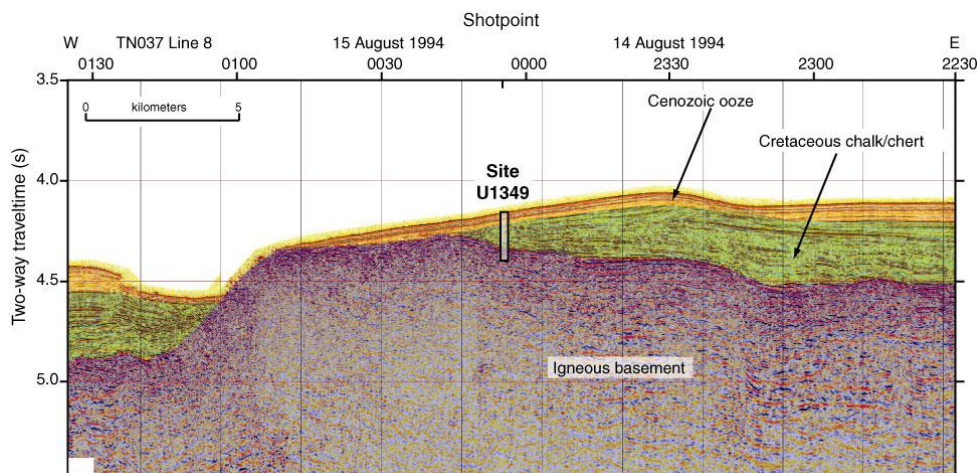


Рис. 1. 574. Сейсмический профиль и его интерпретация скв. U1349 (Klaus, Suger, 2002).

Верхний стратиграфический интервал 49 м (выход керна ~20%) представлен преобладающе красными кремнями, илами и порцелланитами (пачка I), ниже которой располагаются песчанистые глины, содержащие гранулы интенсивно выветрелого вулканического материала (пачки II и III). В керна, нарушенном бурением, присутствуют зеленовато-серые вулканокластические песчаники и лапиллестоуны, подобные тем, что отлагаются в турбидитовых потоках. Маломощные прослои красных глин интерпретируются как палеокоры выветривания внутри наиболее глубокой части разреза. В изверженном основании присутствуют тонкие прослои осадков между потоками базальтов. Ниже располагается фрагмент оолитового известняка, предполагаемой мощностью около 6 м. Здесь обнаружены известковистые микрофоссилии, инкрустированные красноватым кремнем с датировками в узком временном интервале: переход средний-поздний альб. Базальты изверженного основания – пачка IV – мощностью ~55 м содержит 25 лавовых потока и с высокой пористостью (40%-75%), и признаками смесимости магм, интенсивными проявлениями красно-коричневых гематитовых изменений.

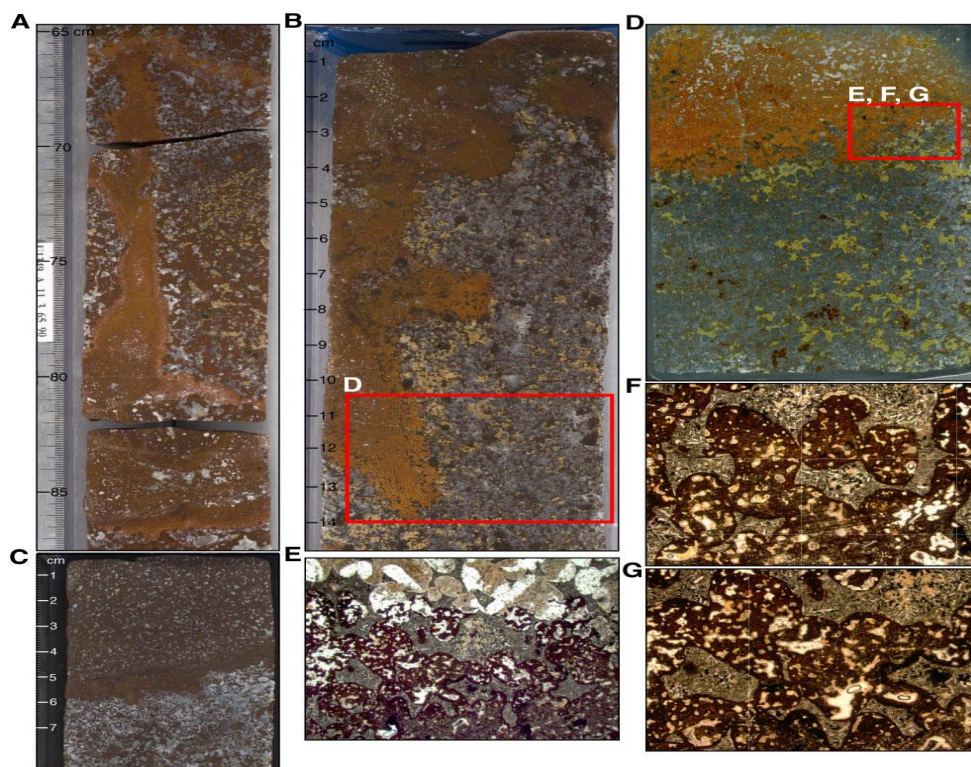


Рис. 1. 575. Керн скважин **A** - 324-U1349-11R-3 и **B** - 11-R-5. **C** – тонкое сечение; **D-G** – микрофотографии (проходящий свет) – лава керна 324 – U1349A-11R, верхняя часть пачки IV. Размеры изображений: **D** – 36 см x 54см; ширина полей **F** и **G** – 6 мм (ув. 2. 5), **E** – 15 мм (ув. 1,25).

В этих потоках обнаружено 10 выветрелых верхних частей потоков в виде 5-19 см интервалов, интерпретируемых как субаэральные изменения, формирующиеся в промежутки между излияниями последовательных потоков. В этом случае тонкие (~0,3-1,1 м) потоки имеют высокопористые и красные их верхние части, и сохраняют внутри потоков карбонатные осадки. Большинство оолитовых известняков располагаются выше высокопористых частей потоков. В дополнение к субаэральным условиям становления пачки IV, карбонатные прослои фиксируют последовательное мелководное погружение формирующихся лавовых потоков. Ниже пачки IV по разрезу наблюдается переход к брекчии потоков 221,7 м. Эта часть разреза представлена ~29 м ассоциацией массивных пористых лавовых потоков и фрагментированных базальтов. Мощностью от 0,5 до 2 м (пачка V). Гидроокислы железа, вторичный гематит присутствуют в основной массе и определяют красно-коричневый цвет пород в нижней части пачки IV.

В целом, изменения базальтов меняются от сильных до полного. Дополнительно субаэрально выветрелые верхние части потоков установлены в пачке IV. Минералы глин (сапонит, нонтронит, и монтмориллонит) являются преобладающими вторичными минералами пород скв. U1349A, замещают мезостазис, первичные фазы (оливин,

плагиоклаз, пироксен), заполняют миндалины и жилки. Кальцит и гематит обычны в пачке IV. Эти минеральные ассоциации обозначают условия субаэрального окислительного тропического выветривания пачки IV. Состав и строение разреза изверженного основания (скв. U1349A) позволяют предполагать субаэральные условия проявления вулканизма (включая паехое лавы) и субмаринные условия (пиллоу лавы и брекчированные пиллоу лавы).

В рейсе 324 базальтовые лавы основания вскрыты в скважинах верхних (вершинных) частей массивов (скв. U1346 и U1349) и в пределах двух флангов (скв. U1347 и U1350). Лавовые потоки в обеих вершинных скважинах характеризуются высокой (более 40%) миндалекаменностью, свидетельствующей о мелководных субмаринных или субаэральных условиях их излияния. Субаэральные условия наиболее выразительны в скв. U 1349 по стилю выветривания лав, присутствию сильноокисленных горизонтов, которые рассматриваются как наземные коры выветривания (paleosol), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. Наоборот, лавовые потоки, располагающиеся на флангах массивов, представлены преимущественно, подушечными лавами, чередующимися с вулканокластическими или морскими отложениями. Один из массивных потоков, вскрытых в скв. U1347 – 23 м гомогенных лав, демонстрирует характеристики, присущие континентальным покровным базальтам. Присутствие подушечных и массивных лавовых потоков обнаружено и в базальтах плато Онтонг-Джава.

Сейсмические профили двух массивов (Ори и Ширшова) фиксируют плоские вершинные их части ниже осадочного покрова, являющие свидетельством их волновой эрозии перед формированием покровных осадков. Сегодня эти массивы располагаются на глубине более 2000 м. Этот факт может быть объяснен значительным литосферным поднятием перед или в процессе формирования поднятия Шатского и последующего его погружения (проседания) ниже уровня моря. Если мы предположим, что базальтовое основание всех четырех скважин рейса 324 (U1346, U1347, U1349, U1350) погружалось со скоростью, присущей нормальной океанической литосфере, то расчетные глубины их извержения должны быть мелководно морскими или располагающимися выше уровня моря. Таким образом, бурение рейса 324 подтверждают мелководно-морскую или субаэральную природу вулканизма поднятия Шатского.

Фораминиферы в осадках, непосредственно перекрывающих изверженное основание, предполагают оценку водных палеоглубин менее 500 м для скважины U1346 и менее 200 м для скважины U1347. Осадки, располагающиеся выше основания в скв. U1346, U1347, U1349 интерпретируются как мелководные биокластические песчаники с вулканическими обломками. Высокая пористость (присутствие миндалинов в количестве более 40%) обнаружена в базальтах двух скважин (U1346, U1349), расположенных на вершинах массивов также указывает на мелководные, субмаринные или субаэральные их извержения.

В пределах плато Онтонг-Джава (Тихий океан) пробурено в разных его частях 10 скважин, вскрывших базальтовое основание. Принципиально разрезы по этим скважинам достаточно близки и в некотором смысле фиксируют отсутствие значимых фациальных изменений в разрезах на этой большой площади, сходной по размерам со штатом Аляска. По данным бурения можно предварительно выделить два типа разреза: условно их можно назвать «полный» и «сокращенный». «Полный» разрез (скв. 803-807 и 1183-1187) (эоцен-альб) – представлен в верхней части преимущественно нанофоссильным мелом, известняками с прослоями красных глин, образованных по горизонтам пепловых туфов. Базальный горизонт (красные аргиллиты – 44% железа) – брекчии с измененным (окисленным) стеклом, конгломераты с галькой известняков. Перекрываемые этим горизонтом базальты – это покровы, чередующиеся с горизонтами песчаников, гиалокластитов, конгломератов. Базальты верхних частей потоков выветрелые. Условия образования и изменения базальтов – мелководные или субаэральные. Авторы, описания керн, сравнивают их с континентальными покровными базальтами плато Колумбия (Сев. Америка). «Сокращенный» разрез (скв. 1184), где не вскрыты базальты основания, представлен

вулканокластическими породами (эоцен), туфами с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы считают условия образования этих отложений субэральными, так же, как и субэральными условия их выветривания. Основание разреза (базальный (?) горизонт) – красные (апобазальтовые) аргиллиты с обломками органики и обломками высоко измененных базальтов. С учетом присутствия этих двух типов разреза можно предполагать сосуществование в пределах плато участков с субмаринными, мелководными условиями в «добазальтовый» промежуток времени палеоген - верхний мел («полный» разрез) и участков континентальной суши. Эти условия сменились последующим воздыманием и формированием в раннем мелу (апт-альб) в субэральных условиях покровных базальтов и синхронным их выветриванием в тех же субэральных условиях. Описание керна одной из скважин, пробуренных в пределах плато Манихики, показывает отчетливое сходство с «полным» разрезом плато Онтонг-Джава, включая и характер несогласия между пачкой 3 и нижележащими базальтами.

Рассматривая особенности строения разреза поднятия Хесса (Тихий океан), можно отметить много общего с ранее рассмотренными внутриокеаническими плато Онтонг-Джава и Манихики. В поднятии Хесса выделяются две части разреза (за исключением верхней пачки плейстоцен-миоценовых илов). Верхняя часть разреза – миоцен - поздний мел – представлена пелагическими коричневыми глинами. Нижняя часть в одном участке (скв. 464) представлена меловыми (сеноман-апт - альб) доломитами, кремнями, коричневыми глинами, количество которых увеличивается вниз по разрезу по мере приближения к основанию разреза – коричневым глинам с фрагментами сильно измененных базальтов. В другом месте (скв. 465) нижняя часть разреза (альб) представлена сверху кластическими известняками с обломками трахитов, часто округлыми, плавающими в карбонатном цементе. С глубиной в разрезе обломки трахитов становятся угловатыми, затем количество карбонатного материала уменьшается и карбонат заполняет только трещины в трахите. Глубоко выветрелые трахиты почти нацело замещены минералами глин (смактит). И далее, как отмечают авторы описания керна: «Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом позднеальбской седиментации».

1.5.2. Обсуждение результатов бурения

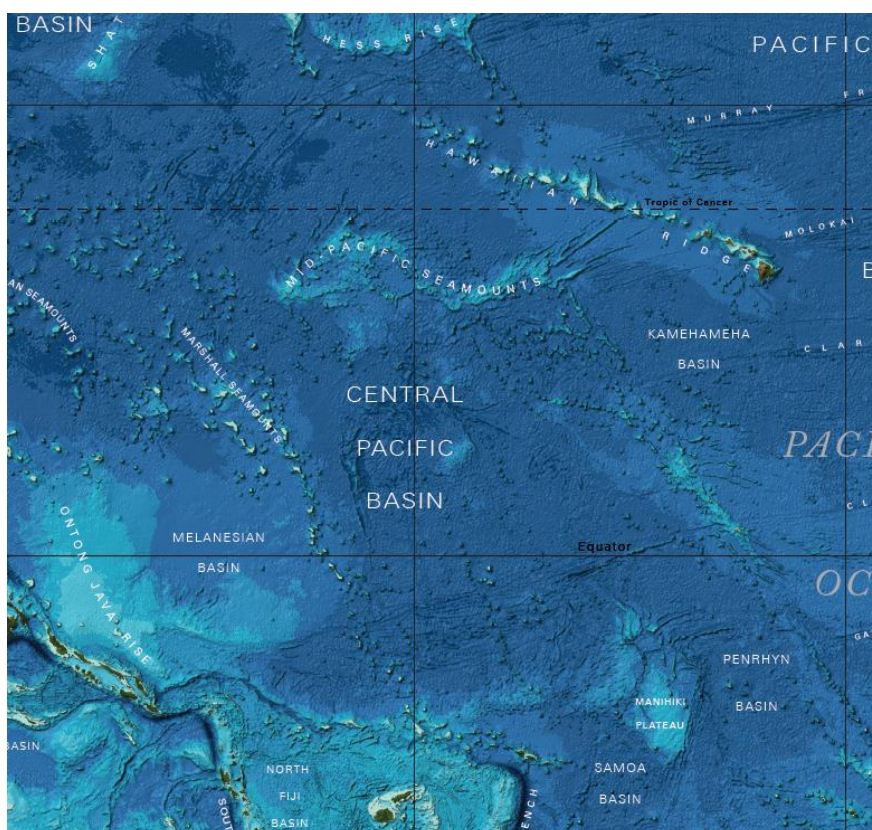


Рис. 1. 576 Топография плато и поднятий Центрального Тихоокеанского бассейна.

Рассматриваемая структура ограничена с севера Гавайским асейсмичным хребтом, с запада - продолжением Марианской островной дуги, а с востока системой линейных поднятий (Туамоту и др), которые отделяют Центральный бассейн от проникновения в него трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Рассмотрим вначале материалы рейса 33 «Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана». В этом рейсе пробурены скважины в пределах Центрально-Тихоокеанского бассейна (скв. 314) и далее скважины, расположенные в пределах островов Лайн (315,316) и плато Манихики (317) и хребта Туамоту (318). Характеристика разрезов этих скважин приведена в соответствующем разделе. Здесь следует остановиться на общих особенностях литогеодинамического и петрогеодинамического состава и строения этих структур.

Задачи бурения **скв. 315** – датировать время вулканизма в южной центральной части цепи островов Лайн и изучить петрологию вулканитов цепи Лайн, и определить поствулканическую историю этой цепи островов, и понять седиментологическую историю крупного фана, окружающего хребет Лайн вблизи острова Фаннинг. В основании разреза скв. 315 вскрыты кампан – сантон – базальные аргиллиты и вулканокластические осадки. Темно красно-коричневые железистые и голубовато-зеленые кремнистые аргиллиты с прослоями слоистых вулканокластических песков. На глубине 996 м они подстилаются базальтами. Пески возраста, возможно, сантон или древнее фиксируют время эрозии вулканических построек острова Фаннинг. Переотложенные скелетные мелководные обломки включают крупные фораминиферы, бриоза, рудисты, известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста из чего следует, что рост рифовых банок на вулканических постройках острова Фаннинг происходил после прекращения вулканизма. Базальты имеют четкий контакт с перекрывающими красными косослоистыми аргиллитами. Эти железистые аргиллиты содержат продукты выветривания базальтов. Потоки, возможно, щелочных базальтов имеют афанитовые, высоко измененные зоны мощностью 1-15 см, разделяющие отдельные потоки. Базальты миндалекаменные (1-10% миндалин). Эти базальты по составу и строению аналогичны базальтам вулканокластических песчаников. Присутствие миндалин во всех потоках указывает на меньшую глубину формирования, чем та, на которой базальты залегают сейчас. Маастрихт-кампан – известняки и вулканокластические осадки; Массивные вулканокластические брекчии и песчаники, и многочисленные слоистые известняки обогащены фораминиферами. В обломочных породах присутствуют минералы глин, анальцим, гетит и гематит. Прослой брекчий полосчатые, иногда косослоистые, плохо отсортированы с обломками до нескольких сантиметров. **Скв. 316** – маастрихт-кампан – известняки и вулканокластические осадки; мощность подобной пачки в скв. 316 более 250 м, в скв. 315 – около 110 м. Массивные вулканокластические брекчии и песчаники, и многочисленные слоистые известняки обогащены фораминиферами. Обломки зеленых и коричневых базальтов, обогащенных монтмориллонитом, вулканокластических песчаников, известняков с крупными дискообразными фораминиферами (мелководными бентическими). В основании керн – интенсивно миндалекаменные базальты, стекловатая масса которых палагонитизирована.

Скв. 317. Плато Манихики. Основание разреза – маастрихт-апт – верхний уровень, на котором появляются высоко известковистые породы; вулканический материал чередуется с известняками, которые содержат фораминиферы, целые и сломанные двустворки, ориентированные по напластованию. В горизонте присутствуют минералы глин, монтмориллонит, полевой шпат, анальцим с глиной. Встречается красно-коричневый и пурпурный глинистый материал. В двух кернах выше базальтов непосредственно присутствуют пепельно-красно-коричневые аргиллиты. Базальты – 10 потоков с тремя интервалами осадочных пород; потоки сложены измененными афировыми миндалекаменными базальтами (~ 15 % миндалин). В верхней части одного из потоков красный аргиллит, в основании потока – базальт – серо-зеленый.

История развития поднятия Манихики рассматривается следующим образом:

6. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.
7. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.
8. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозионных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени – апт-баррем. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.
9. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.
10. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Возраст базальтового основания древнее, чем в более северных поднятиях Магеллана и Шатского и чем, в расположенных южнее, поднятии Онтонг-Джава. Базальты извергались на глубинах менее 400 м или субаэрально. Шесть потоков базальтов, чередующихся с осадочными породами, были вскрыты в скв. 315А, размещенной вблизи острова Фаннинг. Десять потоков вскрыты в скв. 317А, размещенной на поднятии плато Манихики. Базальты сильно изменены – монтмориллонит и кальцит, но сохранили их текстуру, минералогию и распределение главных и примесных элементов, и эти базальты, подобны базальтам океанических островов, промежуточны по составу между гавайскими толеитами и щелочными базальтами. Эти базальты менее щелочные, чем амфибол содержащие базальты, выбуренные севернее островов Лайн в рейсе 17, которые близки к постэрозионным Гавайским базанитам и нефелинитам, что свидетельствует о близости базальтов цепи Лайн к базальтам Гавайской цепи. Базальты, выбуренные в скв. 317, отличаются от базальтов скв. 315А. Они менее изменены, их структуры, минералогия и состав близок к толеитам океанических хребтов и базальтам плато Онтонг-Джава, выбуренным в рейсе 30, что противоречит предположению о принадлежности плато, к погруженным микроконтинентам. Базальты извергались на глубинах менее 400 м или субаэрально, что означает, что плато Манихики погрузилось на глубины между 3000 м и 3500 м в течение последних 110-120 млн. лет. Гальки базальтов северо-западной части цепи Туамоту, также принадлежат к типу базальтов океанических островов.

Вулканические породы, драгированные с вершин симаунтов цепи островов Лайн и из скважин, пробуренных по их флангам, свидетельствует о том, что рассматриваемый регион характеризуется исключительным петрологическим разнообразием. Толеиты и щелочные базальты были обнаружены в драгированном материале широким спектром щелочных дифференциатов, включающим кварцевые трахтиты и фонолиты. Четыре места драгирования на симаунтах обнаружили калиевые нефелиниты, не похожие на другие вулканиты, в других океанских бассейнах. Эти породы включают амфиболовые и биотит содержащие разновидности, некоторые из которых лейцитнормативны. Такие лавы подобны калиевым мафическим лавам западных африканских рифтов. Они характеризуются высокими отношениями K_{20}/Na_{20} , чем типичные постэрозионные лавы цепей Гавайев и Самоа. Они также содержат амфибол, авгит и биотит - авгитовые ксенолиты, подобные включениям, обнаруженными в африканских лавках.

Выделены два тектонических тренда, доминирующих в островной цепи Лайн - серия хребтов север-северо-запад, отвечающая главному направлению цепи Лайн и широкий пояс тренда запад-северо-запад. Эти кросстренды присутствуют в западной и северной частях Центрально-Тихоокеанского бассейна. Калиевые мафические лавы, подобные открытым в цепи Лайн, драгированы из гайотов симаунта Вейк. Два участка в цепи Лайн, из которых были драгированы калиевые нефелиниты, являются частью кросстренда. Присутствие калиевых нефелинитов на Вейке и возвышенностях Лайн позволяет считать, что они являются частью провинции, структурно ограниченной кросстрендом. Батиметрические и тектонические данные позволяют датировать кросстренд – возрастом 80-105 млн лет и считать, что он является частью Центрально Тихоокеанской рифтовой системы, образованной только ограниченным расширением коры. Размещение таких пород позволяет интерпретировать калиевые нефелиниты,

как образованные только там, где проявлены медленные тензиональные движения, подобные движениям в рифтах восточной Африки. Вулканизм внутри областей кросстренда в основном щелочной и это не согласуется с существованием спредингового центра, а предпочтительно связывать с существованием мозаики сквозь коровых трещин. Вулканизм в пределах кросстрендов должен быть главным образом щелочным. В скв. 165 и 170 щелочные лавы изливались непосредственно на дно океана.

Северное окончание главного тренда Лайн – север-северо-запад с возрастом 128 млн лет, где драгированы трахиты и фонолиты. Время южной части этого тренда не известно. Калиевые нефелиниты, возможно, ограничены кросстрендом. Критические параметры такие как $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiC, нормативный нефелин и K/Rb показывают, что от средне калиевых к высококалиевым, дифференциаты распространены на обоих концах тренда, и что амфибол и флогопит могут быть важной фазой в мантийном источнике регионов первичных лав в обеих системах вулканических хребтов.

Таким образом, формирование калиевых нефелинитов предпочтительно происходит в условиях широкого увеличения геотермического градиента, ассоциированного с рифтовыми долинами. Если совместить с положением о перемещении тихоокеанской плиты над горячей точкой и аномальным плавлением, то горячая точка должна быть значительно слабее, чем та, что производят базальты океанических островов, подобно Гавайям. Более похоже на то, что увеличение площади регионального коробления, растрескивания и вулканизма невозможно сконструировать с помощью горячей точки и более предпочтительна версия рифтовой зоны Восточной Африки.

Материалы, приведенные в фактической части описания керн пробуренных скважин, по мнению автора работы, так же, как и все материалы, осуществленные в рамках первой программы DSD, отличаются от последующих программ ODP и, в особенности IODP с одной стороны существенно фактографической особенностью описания и разрезов и содержания предметных заключительных статей, лишенных концептуальной зависимости. Наилучшим примером или демонстрацией этого положения являются, приведенные здесь материалы по петрологии базальтов, авторами которых являются Д. Нетланд и Е. Джексон. Оба этих автора, как следует из приведенных выше текстов, демонстрируют широту подходов к интерпретации сведений, полученных в рейсе 33. Это касается преимущественно геодинамической интерпретации природы петрологических процессов. Привлечение материалов глубоководного драгирования Д. Нетландом значительно расширили представления о составе вулканических северозападной части Тихого океана и позволили ему совершенно по-иному трактовать природу формирования базальтов и в особенности калиевых нефелинитов в «духе» концепции развития систем континентальных рифтов. В то же время Е. Джексон, владея практически тем же материалом, придерживается иной точки зрения на петрологию базальтов, отдавая предпочтение традиционной интерпретации базальтов, этой части Тихого океана, сопоставляя их или с толеитовыми базальтами океанических хребтов, или с базальтами щелочными цепи Гавайских базальтов. Так или иначе, подобный «плюрализм» уже невозможен в последующих рейсах программы ODP, где и в титуле рейса, а затем и в его содержательной части настойчиво демонстрируется концептуальная «заданность» и концептуальная зависимость исполнителей работ по рейсу.

Рейс 62. Центральная часть Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик). Поднятие Хесса располагается к востоку от Императорского хребта; поднятие Мид-Пасифик – расположено западнее Гавайского хребта.

Поднятие Хесса (скв. 464,465). **Скв. 464** – северная часть – надбазальтовые отложения ранний сеноман – ранний альб (апт) красно-коричневые кремни – доминирующие породы, но вскрыты плохо: из 23 интервалов проходки получен 1 м керн и из 12 интервалов – 50 см. Кремни – красные – и красно-коричневые, самые нижние темно-коричневые. Предполагается, что кремни переслаиваются с карбонатными породами – мелом и доломитом, фрагменты которых обнаружены в кернах. Темно-красные и коричневые известняки, доломиты и аргиллиты. Количество глины увеличивается к нижней части разреза. В основании разреза – фрагменты высоко измененных

(смектит) базальтов. Один базальт брекчирован; трещины заполнены смектитом. **Скв. 465** – южная часть поднятия – нижний мел (верхний альб) характеризуется значительными литологическими вариациями. Первые несколько слоев массивных обломочных известняков наблюдались в интервале от 110 до 115 м. Многие обломки в кластическом известняке являются измененными трахитами. Слои кластических известняков чередуются со слоями оливково-зеленых известняков с многочисленными прослоями, обогащенными органическим углеродом. Вулканическое основание – трахиты брекчированные в верхней части пачки, а фрагменты трахита сцементированы кальцитом и доломитом. Трахиты в брекчии вблизи верхней части пачки 3 отчетливо хорошо округлены и обычно плавают в карбонатном цементе. С глубиной обломки трахитов становятся более угловатыми. Количество карбонатного цемента уменьшается, и он затем только заполняет трещины в трахите на глубине 429 м. Обычные трахитовые брекчии сменяются миндалекаменным трахитом пачки 3. В дальнейшем при описании трахитов в брекчии отмечается их высокая измененность. Основной вторичный минерал, почти нацело замещающий обломки миндалекаменных трахитов в брекчии – смектит. Глубоко выветрелый трахит и трахитовая брекчия, цементируемая кальцитом, подстилают осадочную пачку скв. 465. Трахитовая брекчия составляет верхние 17 м, остальные 47 м – трахиты. Трахиты – миндалекаменные. Предполагается мелководное субаэральное остывание трахитов, отложение пепла временными течениями, высокое содержание органического материала, многочисленные обломки моллюсков – седиментация в альбе происходила в мелководных условиях. Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера, или, наконец, большим архипелагом перед началом седиментации позднего альба. Скв. 466.

Присутствие базальтовой гальки в нанофоссильных илах и кремнях показывает, что формирование тектонического поднятия или вулканизм происходили в позднем мелу или в раннетретичное время. Главные события мелового вулканизма – баррем- апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288,289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет, но возможно, что вулканизм был связан во времени и пространстве. Важно также отметить вулканическое событие, зафиксированное в виде вулканогенных осадков в сантоне-маастрихте в восточной части гор Мид-Пасифик и гайота Горизон в островной цепи Лайн.

Поднятие Хесса разделяется на три физиографические или морфологические провинции: северное поднятие Хесса, центральная платформа и южное поднятие Хесса, которое подразделяется на западный хребет, банку Меллиш и восточный хребет. Эти поднятия разделены разломами, которые внутри поднятий разграничивают их на грабены и горсты, а также на западный и южный разломные эскарпы. Изверженные породы представлены толеитовыми базальтами в северном поднятии (скв. 464) и трахитами (скв. 465) – в южном поднятии. Трахиты извергались в мелководных или субаэральных условиях и представляют поздние дифференциаты щелочно-базальтового расплава. Геохимически толеиты подобны трахитам позднестадийных извержений многих океанических островов. Обломки щелочных базальтов в верхнемеловых известковистых илах (скв. 466), возможно, являются отражением позднемеловых - раннетретичных тектонических событий, которые вывели древнюю кору выше уровня моря и могли способствовать эрозии альтернативной вулканизму, который мог строить острова. Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Свидетельством проявления поздних стадий вулканизма является присутствие трахитовых пеплов в средне- позднемеловых отложениях и присутствие гайотов, венчающих главные вулканические постройки. Палеорекострукции этого региона, по данным бурения скв. 463, позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические

острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины. Мелководные известковистые фоссилии в скв. 463 содержатся в мелах, известняках и кремнях мела. Эти отложения накапливались быстро и документируют присутствие высокопродуктивных поверхностных водных масс вокруг бывших вулканических островов. Кайнозойские известковистые илы прерываются в некоторых местах несогласиями. Переработанный пелагический материал совместно с перерывами и несогласиями указывают на интенсивное возобновление действия мезо и батипелагических водных масс, которые могли генерировать интенсивную придонную эрозию.

Рейс 143. Гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана, Горы Мид-Пасифик. Скв. 866В надбазальтовые – баррем – коричневые доломитовые известняки с гастроподами, зеленые водоросли, обломки двустворок, кораллы, морские ежи. Нижние 15 м – оолитовые известняки с небольшими зернами измененного базальта и фауна. Изверженное основание пробурено на 123,6 м с выходом керна 37%, представлено последовательностью субаэральных потоков, разделенных обломочными и глинистыми интервалами. Контакт с вышележащими породами выражен появлением обломочного материала, измененных базальтов в карбонатных породах (обломки ~ 2 см). Вулканическое основание представлено 125 м лавовых потоков внутри базальтовых обломочных интервалов. Мощность потоков – от 4 до 26 м. Лавовые потоки от средне- до сильно измененных миндалекаменных базальтов. Внутри базальтовые горизонты характеризуются присутствием: 1 – брекчий угловатых и субугловатых фрагментов миндалекаменных базальтов – высоко и полностью измененных; 2 – матриксом брекчий – красными глинами, темно-красно-коричневыми песчанистыми глинами или корами выветривания (soil); 3 – в некоторых местах красные глины образуют сплошные горизонты; 4 – трещины в вулканических брекчиях заполнены глиной.

Меж базальтовые горизонты представляют собой породы, сформировавшиеся в периоды обнажения и выветривания. Коры выветривания (soil) могут развиваться на поверхности потоков в виде красных глин – такие поверхности относятся к болам (boles). Органический материал может присутствовать в них, но в случаях его отсутствия выветривание может представлять собой латеритную кору выветривания.

Скв. 869 расположена в 83 км юго-западнее пары атолл – гайот Пикини - Воджейбато – средний-верхний сеноман – к кампану- раннему маастрихту – вулканокластиты, чередующиеся с нанофоссильными и радиоляриевыми глинами. Характерно чередование вулканокластических песчаников и брекчий, с пестро окрашенными аргиллитами.

Вулканокластические слои содержат обломки базальтов песчаной размерности. Многие обломки субугловатые и субокруглые – результат транспортировки на среднее расстояние. Размер обломков до 80 мм. Их большая часть подверглась изменениям. Мелководные биогенные фрагменты присутствуют в туроне и маастрихте – двустворки, гастроподы, эхиноиды, красные водоросли. Обугленные фрагменты древесины обнаружены на глубине 618 м. Мелководные отложения в сеномане отсутствуют.

Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид-Пасифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации: 1600 м – готерив-поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт- плиоценовых пелагических осадков. Базальные известняки готерива перекрывают кластические известняки баррема, которые являются древнейшими мелководными карбонатными породами, открытыми в горах Мид-Пасифик в Тихоокеанском бассейне. На основании анализа бентических фораминифер распознаются следующие главные палеогеографические условия, по данным бурения скв. 866: песчаные

нормально морские условия – готерив, ограниченные лагунные условия со строматолитами – баррем ранний апт; нормальные морские лагунные условия – поздний апт- альб.

Глубокие скважины, пробуренные в древних лагунах Аллисон (скв. 865А) и Резолюшн (скв. 866А), вскрыли мощные мелководные известняковые платформы, которые фиксируют историю гайотов от погружения вулканического пьедестала через финальное погружение карбонатной платформы. Их формирование, несмотря на различия, были обусловлены сложными вертикальными траекториями. Карбонатная платформа сформирована в барреме, в условиях быстрого проседания и накопления 1620 м осадков в альбе. Напротив, мощность мелководного известняка, покрывающего Allison Guyo, составляет 731 м, накопленный во время его быстрого опускания в позднем альбе. Несмотря на быстрое оседание, лагунные фации на обоих гайотах указывают на очень мелководные условия осадконакопления во время формирования большей части истории карбонатных платформ. Кроме того, фрагменты разреза карбонатных платформ подразумевают короткопериодные циклы воздымания и погружения. Платформы обоих гайотов свидетельствуют о появлении и карстообразования в какое-то время после альба. Скважины, пробуренные по периметру вершины гайота Резолюшн, не обнаружили обильный рифовый материал, как на атоллах тихоокеанского кайнозоя. Эти результаты указывают на важные различия между кайнозойскими и меловыми атоллами в этой части земного шара; последние, вероятно, были скорее похожими на открытые платформы с низким рельефом. В скв. 869 была зафиксирована совершенно другая история, на пьедестале, примыкающем к паре атолл-гайот, Пикинни и Водеджебато. На этом участке было обнаружено удивительно небольшое мелководье. Вместо этого обилие вулканических веществ было связано с мутьевыми течениями, с позднего сеномана до маастрихта. Особенно большие притоки такого материала в сеномане и кампане могут означать вулканические эпизоды на близлежащем вулканическом сооружении. Немного мелководные фрагменты и кусочки остатков угольных растений в сеноманских слоях предполагают существование близлежащей земли и мелкой карбонатной отмели в то время. Во время кайнозоя вулканизм прекратился, и преобладали пелагические осадки. Результаты бурения на гайотах Резолюшн и Аллисон, гор Мид-Пасифик задокументировали длительную историю вулканизма, проседания и накопления готерив- альбских мелководных карбонатных отложений. Воздымание в среднем мелу завершилось последующим проседанием и накоплением пелагических осадков. Основание гайота Резолюшн представлено субаэральными потоками щелочных базальтов. Перекрывающие их мелководные осадки имеют мощность 1620 м. Осадки скв. 866 в 2 км от края платформы отлагались в мелководных до промежуточных глубин, с чередующимися субаэральными обнажениями. В скв. 867 – 0,5 км от края платформы пляжные и штормовые отложения обычны, и в скв. 868-0,9 км от края – губки и рудисты в жизненных позициях обитания показывают условия края платформы.

В пределах гайота Аллисон щелочные базальты вскрыты в основании скв. 865А. Сейсмические данные показывают, что осадки мощностью 600 м перекрывают базальты. Осадки основания датируются альбом. Выше лежащие глинистые известняки отлагались в спокойных условиях. Далее вверх по разрезу глины исчезают, отражая погружение вулканических холмов и проседание симаунтов. Выше отлагались серии ракушняка в суб- и интраприливных условиях. В середине турона гайоты снова были погружены и происходило накопление только пелагических осадков. Почему не было дальнейшего мелководного осадконакопления неясно. Верхнемеловые пелагические осадки сохранились только в полостях известняков альба. Эоценовые и палеоценовые осадки на гайоте Аллисон имеют мощность 120 м. Нижнемеловая платформа инкрустирована фосфатами и оксидами железа и марганца.

Петрография, минералогия и геохимия 11 базальтовых кластеров и 12 гиалокластитов из вулканокластических осадков описана в скв. 869. Радиометрические даты показывают, что базальтовые обломки

имеют сеноманский возраст (94-96 млн лет), что представляет их наиболее ранними изверженными образцами атолла Пикинни или Водеджебато. Палеонтологические и радиометрические данные о возрасте свидетельствуют о том, что вулканизм в Пикинни / Водеджебато произошел в течение двух основных этапов, и что базальты скв. 869 являются продуктами первой щитовой стадии вулканизма, свидетельствуя о том, что базальты щитовой стадии гайотов Пикинни и Водеджебато состоят из слабо умеренно щелочных лав.

В скв. 866 (гайот Резолюшн) вулканический фундамент (<128 млн. лет) состоит из серии субаэральных потоков лавы, разделенных глинистыми (богатыми железом смектитом) интервалами. Лавы можно разделить на три основные группы: петрографические и геохимические. Самая низкая в разрезе скважины группа (> 1727 mbsf) является пикритовой и щелочной (высокие Nb / Ti и Nb / Zr). Средняя в разрезе группа (1673-1727 mbsf), с мегакристами и вкрапленниками плагиоклаза, оливина и клинопироксена, является более заметно щелочной. Верхняя группа (выше 1673 мб / с) включает базальты, богатые плагиоклазом, и более толеитовые (более низкие Nb / Ti, Zr / Ti, и более плоское распределение редкоземельных элементов). Становление базальтов гайота Аллисон, вероятно, возникло в регионе интенсивного вулканизма горячей точки, называемой SOPITA.

Рейс 144. Атоллы и гайоты северо-запада Тихого океана. Программа бурения была ориентирована на изучение подводных гор и атоллов в северо-западной части Тихого океана. Большинство подводных гор являются гайотами и имеют плоскую вершину. Гайоты могут быть ориентированы – сгруппированы в цепи – или располагаться изолированно без определенной ориентированности. Атоллы в Тихоокеанском бассейне, в ряде мест, погружены на глубины от 1 до 2 км. В ходе программы ODP были пробурены скважины от 871-877, расположенные на ряде гайотов северо-западной части Тихого океана. Рассматривая разрезы по скважинам, особое внимание обращено на базальты основания, перекрывающие их глины и вышележащие отложения «карбонатной платформы». Основные результаты бурения:

- базальты в основании разреза изменены, подверглись субаэральному выветриванию в тропических условиях;
- глины, перекрывающие базальты – красноватые, буро-коричневые, являются продуктами выветривания базальтов и содержат, в ряде случаев, реликты (скелетные) базальтов, в преобладающем большинстве миндалекаменных, формировавшихся в субаэральных условиях;
- выше глин располагаются карбонатные илы, фиксирующие резкую смену субаэральных условий осадконакопления – морскими мелководными и далее пелагическими кремнистыми илами.

М. А. Холмес (M. A. Holmes), рассматривая результаты рейса 144 в специальной статье «Педогенные изменения базальтов, вскрытых в течение рейса 144», отмечает, что базальты, формировавшиеся в пределах атоллов и гайотов западной части Тихого океана, были изменены различно – от гидротермальных изменений до субаэрального выветривания с участием метеорных вод в тропических условиях. Субаэральное выветривание изменялось от умеренного до экстремального. Умеренное субаэральное выветривание сопровождается замещением первичных минералов (оливин, пироксен, плагиоклаз) и изменением стекла и афанитового матрикса минералами глин, гетитом и гематитом. Минералы глин – каолинит или коричневый смектит. Вниз по разрезу количество каолинита уменьшается, а смектита – возрастает. Несмотря на изменения, основные структуры и текстуры базальтов сохраняются. Экстремальное субаэральное выветривание сопровождается исчезновением всех первичных минералов, так же, как, и потерей первичных структур и текстур. Гидротермальные изменения выражены присутствием анальцима, зональным заполнением миндалин и жилками вторичных минералов. Гидротермальные глины представлены зеленым смектитом, анальцимом и другими цеолитами.

Развитие кор выветривания установлено в скважинах 871 (28,6 м), 873 (22,5 м), 874 (5 м) и, предположительно, в скв. 878 (9,6 м). В скважинах 871 и 873 проявлено наиболее экстремальное выветривание и процессы педогенеза, подчеркиваемые вертикальной зональностью кор выветривания, потерей реликтов первичных структур, вертикальной зональностью распределения минералов и химических компонентов – от каолина на поверхности до смектита в основании кор. Первичный материал – лавовые потоки и эпикластические вулканические образования совершенно изменены в глину – до каолинита в скв. 874 и каолинита и смектита в других скважинах. Глины в скважине 877 вертикально зональны; в скважинах 878 и 879 – незональны, вследствие изменения их подземными водами, или неоднократным чередованием педогенных событий. Глубина покрова выветривания и степень развития кор выветривания, которые развивались на поверхности древних Гавайских островов, позволяет считать, что продолжительность процессов выветривания и педогенеза в скв. 871 могла варьировать от 1 до 3 млн. лет.

Скважины рейса 144 вскрыли лавы и вулканокластиты из вулканического фундамента пяти северо-западных тихоокеанских гайотов (Лималек-Limalok, Ло-Ен- Lo-En и Воджейбато-Wodejebato в группе Маршалловых островов, МИТ гайот в изолированной вулканической постройке на полпути между Маршалловыми островами и Японией; и Такуйо – Дайсан-Takuyo-Daisan гайот в японской группе симаунитов. Большинство лав подверглись обширным низкотемпературным изменениям, но их петрография, химия минералов и, в некоторых случаях, петрохимия, ясно демонстрируют, что почти все имеют щелочную принадлежность и варьируют от высокомагнезиальных базанитов до гавайитов. Единственное исключение – лавы гайота Такуйо-Дайсан, которые являются толеитовыми или переходными по своему характеру. Тектонические реконструкции предполагают, что все подводные горы, исследованные в рейсе 144, возникли в меловое время, как внутриплитные вулканы, обладая признаками присущими области SOPITA (южно-тихоокеанская изотопная и термическая аномалия). Изучение несовместимых микроэлементов, которые не подвержены изменениям в процессах выветривания, показало, что эти элементы являются чрезвычайно однородными в щелочных лавах рейса 144, размещаясь на диаграммах в общем поле современных лав SOPITA и сильно напоминают лавы Таити. Данные рейса 144 не исключают увеличения разнообразия вулканических пород во времени. Разного рода изменения лав, вскрытых бурением в рейсе 144, сделала геохимический анализ минералов привлекательной альтернативой анализу пород. Образцы магматических пород были изучены из гайотов Лималок, Ло-Ен, Воджейбато, Массачусетского технологического института и Такуйо-Дайсан. Неизмененные зерна основной массы, микролиты и вкрапленники оливина, плагиоклаза и клинопироксена в типичных лавах были проанализированы электронным микрозондом для основных элементов, Cr и Ni. Эти данные показывают, что лавы рейса 144, умеренно до очень силикатно-ненасыщенных, относятся к щелочной серии или, в некоторых случаях, к базанитовой серии, определенной на Гавайях. Исключение составляют лавы от Ло-Ен и Такуйо-Daisan гайотов, которые являются более переходными по своей природе. Ионные микрозондовые анализы для редкоземельных элементов, Sr, Cr, Y, V, Ti и Zr на выбранных микролитах и вкрапленниках клинопироксена показывают, что

(1) микрофенокристы содержат значительно более высокие количества несовместимых элементов, чем вкрапленники из той же лавы, по причине син- и постэруптивного фракционирования;

(2) базанитовые лавы гайота Лималек происходили из более обогащенного, исходного материала, чем базанитовые лавы от МИТ гайота;

(3) переходные и щелочные ряды лав Ло-Ен, МИТ и Такуйо-Дайсан гайотов содержат вкрапленники с аналогичными концентрациями несовместимых микроэлементов, несмотря на различия в силикатной насыщенности и исходном составе;

(4) по сравнению с другими лавами, большинство щелочных лав гайота Воджейбато содержат вкрапленники с более высокими концентрациями микроэлементов и высокими La / Yb, вероятно, из-за различий в

глубине кристаллизации и или исходного состава субстрата.

Ультраосновные ксенолиты были обнаружены в лавах Лималек и МИТ гайотов. Электронно-зондовый анализ клинопироксена и ортопироксена из ксенолитов каждого гайота показал, что могут быть выделены ксенолиты типа 1 (мантийный остаток), так и ксенолиты типа 2 (кумуляты). Ксенолиты типа 2 из гайота Лималек являются кумулятивными продуктами дифференциации щелочных расплавов. Те же ксенолиты из гайота МИТ являются кумулятивными продуктами фракционирования толеитовых расплавов. Ионные микронзондовые анализы показывают, что карбонатитовый метасоматизм мантийного субстрата (возможно, океанической литосферы) наблюдается во всей области SOPITA и в Кергелене повсеместно уже в середине раннего мела - баррем (МИТ гайот – 128 млн. лет).

Широкое разнообразие состава и распределения РЗЭ в клинопироксенах базальтов гайотов рейса 144 – вариации от субхондритовых – Воджейбато к обогащенным ЛРЗЭ – Лималек к деплетированным ЛРЗЭ – МИТ, Ло-Ен, – возможно, могут рассматриваться, как следствие различий в природе и масштабах дифференциации мантийных расплавов, так, и, возможно, как следствие различий в составе исходного субстрата.

Рейс 130. Плато Онтонг-Джава. Сква. 803. Надбазальтовый горизонт средний эоцен – начало позднего мела – аргиллиты с горизонтами, в различной степени обогащенными радиоляриями. Доминирующий цвет – коричневый, темно-коричневый. Обломочные компоненты: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, иллит, смешанослойные слюды. Существует значительное несогласие между породами пачки 3 и базальтовым основанием. Резкая смена окраски на границах пачек 2 и 3 тоже считается свидетельством несогласия между ними. Толеитовые базальты сеноман (?) или древнее пробурены в интервале 631-656 м (выход керна 38 %). Изменения в базальтах варьируют от средних до сильных в горизонтах пиллоу-лав, где развиты смектит и другие минералы, придающие породам коричневую и красно-коричневую окраску. Наиболее изменены базальты в непосредственном контакте с перекрывающими породами в интервале мощностью ~ 2 м, где базальты замещены минералами глин и пронизаны жилками кальцита, около которых породы наиболее изменены. Потоки базальтов сочетаются с межподушечными известняками. Степень измененности базальтов убывает вниз по разрезу. **Сква. 807 С.** Надбазальтовый горизонт верхний альб - нижний сеноман – аргиллиты, алевролиты с варьирующим количеством радиолярий и известняки апта и альба. Вверху – преобладают аргиллиты (интервал 1351,4-1369,7 м) – темно-серо-коричневые, красно-коричневые и черные. Известняки основания разреза пачки присутствуют также в виде прослоев в базальтах. Верхний такой прослой залегает среди темно-красно-коричневых витрокластических туфов. Наиболее нижний оливково-коричневый известняк (глинистый) содержит кварц и глауконит. Базальные известняки раннего мела прямо налегают на базальты без металлизированного горизонта, что свидетельствует о возможном перерыве между ними. Базальтовое основание апт-альб – пробурено на протяжении 149,7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами – подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт (?)) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Изменения преимущественно связаны с жилками (~ 5 мм), заполненными глинами или кальцитом. Некоторые более мощные жилы (до 7 см) коричневых глин и гидроокислов железа; подобные, но меньшей мощности, присутствуют практически повсеместно. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия.

Базальты основания плато Онтонг-Джава – толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были изучены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают небольшие различия между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков. В скв. 807. ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст лав скв. 807 и скв 286 неразличимы – ранний апт. Среднее значение

возраста 122 млн лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), указывают на то, что платообразующий вулканизм закончился более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато. Изотопы Pb-Nd-Sr лав скв. 289, 803 и 807, а также лав южной Малаита, соответствуют источнику с параметрами $\epsilon_{Nd}(T)$ = от +4,0 до +6,3, $(^{87}Sr / ^{86}Sr)_T = 0,70423-0,70339$. Очень высокий уровень плавления и отсутствия заметных изменений возраста лучше всего объяснить, тем, что основная часть плато была построена «быстро». По крайней мере вулканизм продолжался на плато в течение 30 млн. лет или больше.

Рейс 192. Формирование и эволюция плато Онтонг-Джава. Скв. 1346. Незначительные по мощности литифицированные осадки включают в себя чередование базальтов и известняков неопределенного происхождения, интерпретируемых как обломочный поток (пачка II). В этой пачке деформации мягких осадков присутствуют вокруг крупных вулканических обломков, свидетельствуя о том, что обломки ударялись в осадки или, катясь, крутились по склону от источника извержения, или же являлись продуктами постэруптивной эрозии вулканической постройки. Керн 324-U1346A-4R-2 представляет серию полосчатых вулканокластитов с градационными переходами от очень грубозернистых песков к глинам, интерпретируемых, как турбидиты (пачка III). Нижележащая пачка IV сложена снизу-вверх – глинами с известняками, известковистыми глинами с обломками раковин и других биогенных компонентов. В глинах присутствуют - глауконит и измененные вулканокластиты. Все они вместе взятые представляют собой мелководно морские образования, формировавшиеся вблизи источника вулканизма. Возраст образцов берриас-готерив. Кроме фораминифер присутствуют остракоды, эхиноиды, спикулы губок, бриозоа и углеродистое вещество. Верхняя осадочная часть разреза – обычная кремнисто-меловая, сменяющая вниз по разрезу вулканокластическим материалом с фрагментами базальтов. Ниже вулканокластитов вскрыты выветрелые вулканогенные конгломераты, залегающие непосредственно на красно-коричневых базальтовых потоках. Эти маломощные изменения лавы имеют исключительно высокую миндалекаменность, многие – интенсивно красные и возможно сформировались в процессе субаэрального выветривания, чередуются с тонкими прослоями оолитовых известняков, указывающих на периодические морские инкурсии. Базальтовое основание вскрыто на глубине 139,2 м, и перекрыто пелагическими осадками, вскрытыми только в их нижней части. Эти осадки – свидетельство последовательного погружения (проседания) вулканического основания (платформы). Непосредственно выше основания, вскрыты мелководные биогенные известняки, состоящие из карбонатного материала, вмещающего многочисленные обломки раковин, фораминифер, радиолярии, эхиноиды и аутигенный глауконит. Окисленные фрагменты вулканического материала, так же, как и многочисленные мелкие (миллиметровые) фрагменты древесины в этих известняках, позволяют предполагать, что они формировались вблизи участков суши.

Открытие мелководных, и даже субаэральных отложений во многих скважинах, пробуренных на поднятии Шатского, позволяет считать, что это поднятие в раннем-среднем мелу являлось скорее полупогруженным архипелагом, чем исключительно подводным образованием. Литологические и биологические данные указывают на мелководные морские условия, включая карбонатные осадки, мелководные ассоциации фауны, присутствие остатков древесины, глауконита и структурные свидетельства мелководного осадконакопления.

По мере перемещения вверх по разрезу количество биогенного вещества в известняках уменьшается, появляются полосчатые слоистые текстуры, большое количество кремнистого материала алевритовой и глинистой размерности.

Изверженное основание в скв. U1346 документировано высокопористыми (30-50% миндалин) базальтовыми пиллоу-лавами ~53 м мощностью (пачка V). Экстенсивные низкотемпературные изменения наложились на все изверженные породы. Вторичные минералы в базальтах - минералы глин (нонтронит, сапонит). Содержания многих элементов: K, Si, Ca, P, Sr, Ba, и Ni, значительно меняются в зависимости от степени изменения базальтов, однако содержания некоторых элементов, включая Ti, Zr, Y, Cr, V, и Sc остается практически

неизменным

Скв. U1349 размещена на вершине массива Ори на плоской вершинной части основания хребта, предположительно выровненной волновой эрозией.

Скв. U1349A, единственная пробуренная в этом месте, прошла 165,1 м осадков и 85,3 м изверженного основания. Базальтовое основание в скв. U1349 представлено сильно измененными породами и перекрыто последовательностью вулканокластических конгломератов, брекчий и песчаников. Выветрелый, сильно окисленный горизонт в керне 324-U1349A – 6R рассматривается как кора выветривания и является, в связи с этим, прямым свидетельством субаэрального расположения поднятия Шатского. Свидетельством очень мелководного образования верхних лавовых потоков в скв. U1349 являются межлавовые горизонты оолитовых биокластических известняков. В этих потоках обнаружено 10 выветрелых верхних частей потоков в виде 5-19 см интервалов, интерпретируемых как субаэральные изменения, формирующиеся в промежутке между излияниями последовательных потоков. В этом случае тонкие (~0,3 – 1,1 м) потоки имеют высокопористые и красные верхние части и сохраняют внутри потоков карбонатные осадки. Большинство оолитовых известняков располагаются выше высокопористых частей потоков. В дополнение к субаэральным условиям становления пачки IV, карбонатные прослой фиксируют последовательное мелководное погружение, формирующихся лавовых потоков. Ниже пачки IV по разрезу наблюдается переход к брекчии потоков 221,7 м. Эта часть разреза представлена ~29 м ассоциацией массивных пористых лавовых потоков и фрагментированных базальтов, мощностью от 0,5 до 2 м (пачка V). Гидроокислы железа, вторичный гематит присутствуют в основной массе и определяют красно-коричневый цвет пород в нижней части пачки IV.

В пределах плато Онтонг-Джава (Тихий океан) пробурено в разных его частях 10 скважин, вскрывших базальтовое основание. Принципиально разрезы по этим скважинам достаточно близки и, в некотором смысле, фиксируют отсутствие значимых фациальных изменений в разрезах на этой большой площади, сходной по размерам со штатом Аляска. По данным бурения можно предварительно выделить два типа разреза: условно их можно назвать «полный» и «сокращенный». «Полный» разрез (скв. 803-807 и 1183-1187) (эоцен-альб) – представлен в верхней части преимущественно нанофоссильным мелом, известняками с прослоями красных глин, образованных по горизонтам пепловых туфов. Базальный горизонт (красные аргиллиты – 44% железа), брекчии с измененным (окисленным) стеклом, конгломераты с галькой известняков. Перекрываемые этим горизонтом базальты – это покровы, чередующиеся с горизонтами песчаников, гиалокластитов, конгломератов. Базальты верхних частей потоков выветрелы. Условия образования и изменения базальтов – мелководные или субаэральные. Авторы описания керна сравнивают их с континентальными покровными базальтами плато Колумбия (Сев. Америка). «Сокращенный» разрез (скв. 1184), где не вскрыты базальты основания, представлен вулканокластическими породами (эоцен), туфами с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы считают условия образования этих отложений субаэральными, так же, как и субаэральными условия их выветривания. Основание разреза (базальный (?) горизонт) – красные (апобазальтовые) аргиллиты с обломками органики и обломками высоко измененных базальтов. С учетом присутствия этих двух типов разреза можно предполагать сосуществование в пределах плато участков с субмаринными, мелководными условиями в «добазальтовый» промежуток времени палеоген-верхний мел («полный» разрез) и участков континентальной суши. Эти условия сменились последующим воздыманием и формированием в раннем мелу (апт-альб) в субаэральных условиях покровных базальтов и синхронным их выветриванием в тех же субаэральных условиях. Описание керна одной из скважин, пробуренных в пределах плато Манихики, показывает отчетливое сходство с «полным» разрезом плато Онтонг-Джава, включая и характер несогласия между пачкой 3 и нижележащими базальтами.

Рассматривая особенности строения разреза поднятия Хесса (Тихий океан), можно отметить много общего с ранее рассмотренными внутриокеаническими плато Онтонг-Джава и Манихики. В поднятии Хесса выделяются две части разреза (за исключением верхней пачки плейстоцен-миоценовых илов). Верхняя часть разреза – миоцен - поздний мел – представлена пелагическими коричневыми глинами. Нижняя часть в одном участке (скв. 464) представлена меловыми (сеноман-апт-альб) доломитами, кремнями, коричневыми глинами, количество которых увеличивается вниз по разрезу по мере приближения к основанию разреза – коричневым глинам с фрагментами сильно измененных базальтов. В другом месте (скв. 465) нижняя часть разреза (альб) представлена сверху кластическими известняками с обломками трахитов, часто округлыми, плавающими в карбонатном цементе. С глубиной в разрезе обломки трахитов становятся угловатыми, затем количество карбонатного материала уменьшается и карбонат заполняет только трещины в трахите. Глубоко выветрелые трахиты почти нацело замещены минералами глин (сметит). И далее, как отмечают авторы описания керна: «Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом поздне альбской седиментации».

1.6. Континентальные окраины

1.6.1. Результаты бурения

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.

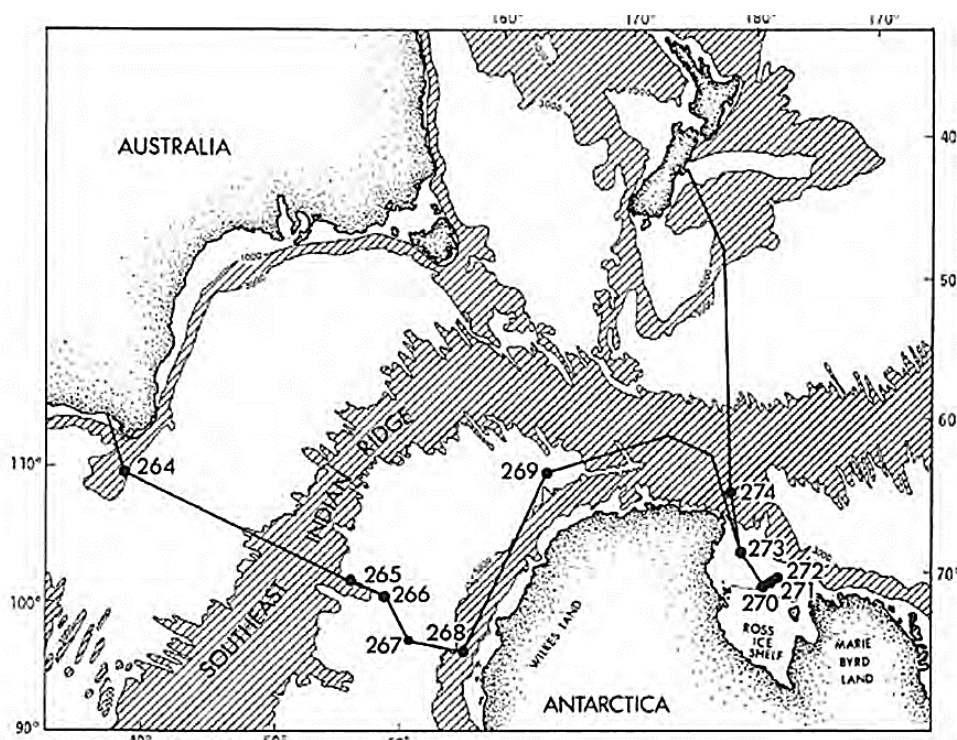


Рис. 1.577. Карта размещения скважин рейса 28.

Скв. 270. Глубина 639. 5м. Проходка 263. 7м. Основание осадочного разреза: – брекчия – олигоцен. Основание: мрамор – кальцит – силикатные гнейсы – ранний палеозой? Скважиной 270 пройдено 412 м осадков и 10,5 м, в основании, представленном полосчатыми мраморами, возможно, раннепалеозойского возраста. Пять пачек перекрывают основание. Пачки 1, 2 – морские гляциальные, пачки 3 и 4 мелководные морские или близкие к береговой линии образования, не показывающие следов гляциального воздействия. Пачка 5 – осадочная брекчия пород основания.

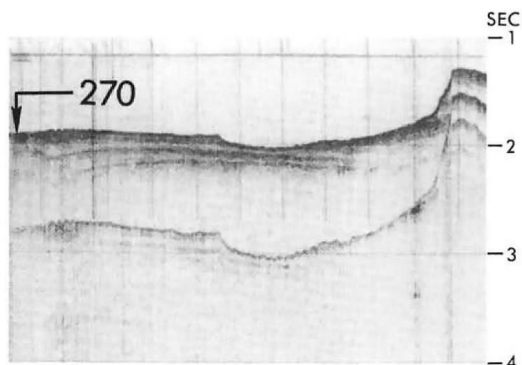


Рис. 1. 578. Сейсмический профиль района заложения скв. 270.

Пачка 1 – (интервал 0-20 м) – четверть-плиоцен – диатомовые глины и песчаные глины с гальками. Песчанистая фракция содержит обломки кварца и полевого шпата и значительное число минералов тяжелой фракции. Угловое несогласие между пачками 1 и 2. Характерно резкое увеличение литификации в пачке 2 и исчезновение диатомей.

Пачка 2 – (интервал 20-385 м) – поздний олигоцен – ранний миоцен – аргиллиты с рассеянными гальками и гранулами размером от 3-6-10 см. Отсутствие сортированности обломочного материала, предполагает устойчивые условия

осадконакопления и отсутствие донных течений. В некоторых прослоях количество карбонатного материала может достигать 55%, особенно в нижней части разреза пачки. Раковины моллюсков, в основном, двустворок в интервале 333 м; размер – 0,1-0,3 мм до 1 мм. Присутствуют гастроподы, некоторые из них заполнены песком показывающим, что они могли быть переотложены. Обломки растений обнаружены в четырех кернах пачки.

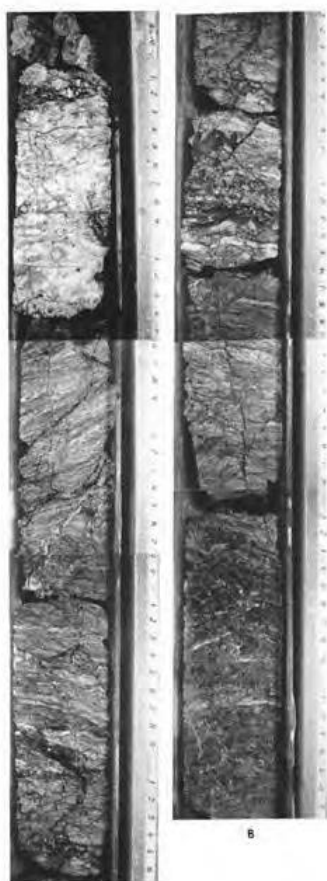


Рис. 1. 579. Слоистый мрамор в верхней части пачки основания. Большой обломок белой породы вблизи верхней части А – измененный гранит в брекчии ниже контакт с породами основания. Разрез В на 6 см перекрывает А.

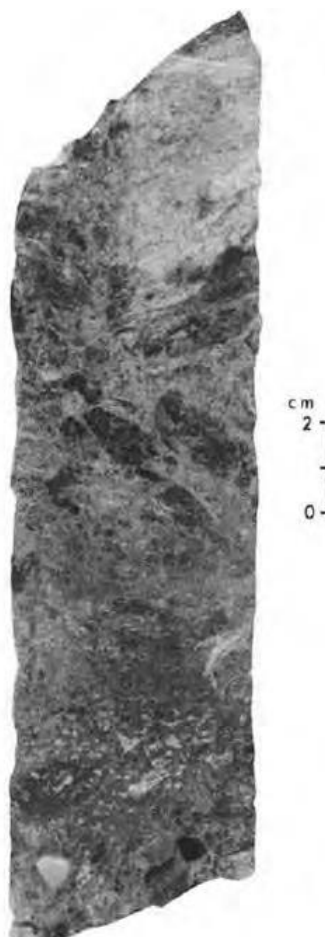


Рис. 1. 580. Плохо отсортированная брекчия, видно локальное удлинение крупных обломков в песчаном матриксе.

Пачка 3 – (интервал 385-386 м) – поздний олигоцен – известковистые зеленые пески, сложенные в равных пропорциях с песком, алевритом, глиной, карбонатом и глауконитом.

Пачка 4 – (интервал 386-387,5 м) – поздний олигоцен – карбонатные песчаники, алевритистый песок с

тонкими глинистыми прослоями. Некоторые поверхности слоистости содержат коричнево-серые или коричнево-черные пленки, которые содержат микроскопические обломки древесины.

Пачка 5 – (интервал 387,8-413,3 м) – олигоцен – осадочная брекчия с хорошо выраженным реголитом, верхние 3 м которого интенсивно изменены и сменяются вниз неизменной брекчией, которая интерпретируется как реголит. Контакт с пачкой 4 – резкий. Обломки в реголите по размерам варьируют от нескольких миллиметров до 50 см. Большинство обломков угловаты, но некоторые округлы, светлые или темно-серые: кальцит, силикатные гнейсы, присутствуют биотитовые и роговообманковые лейкограниты, гранатовые лейкогнейсы и жильный кварцит. Изменения – древнее выветривание. Интенсивность изменений увеличивается вверх и верхний 1 м сохраняет только тени полосчатости обломков.

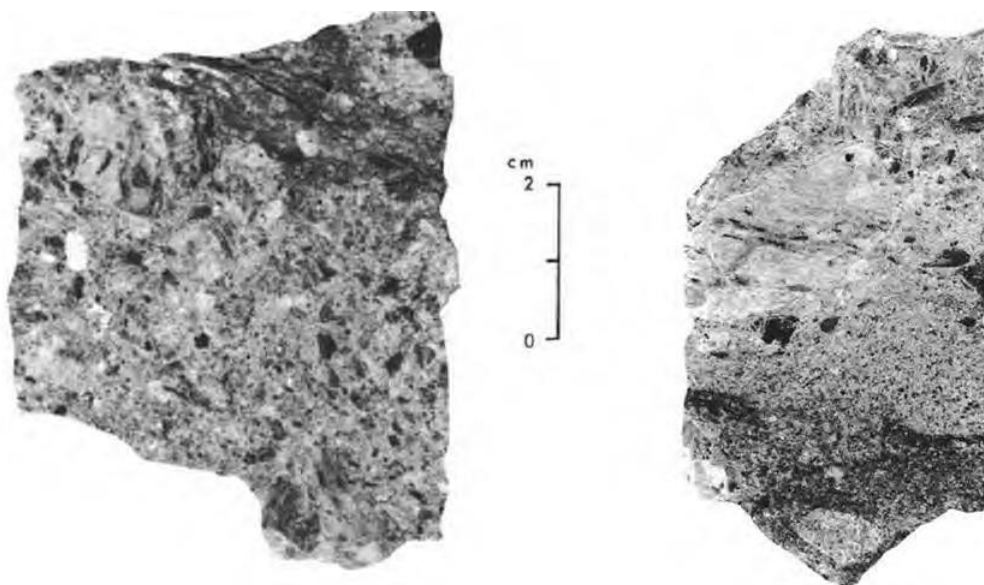


Рис. 1. 581. Неотсортированная осадочная брекчия.

Рис. 1. 582. Песчаный прослой, переходящий в брекчию.



Рис. 1. 583. Кальцит-силикатный гнейс пачки 6.

Пачка 6 – (интервал 413,3-422,5 м) – ранний палеозой? – мраморы и известковистые гнейсы. Осадочная брекчия залегает несогласно на серых полосчатых мраморах и кальцит – силикатных гнейсах. Породы интенсивно трещиноваты и местами катаклазированы. Угол залегания составляет 2-3°.

Породы основания подобны мраморам Кеттлиц хребта Royal Society, расположенного в 450 км от скв. 270, интродуцированы, смяты в складки в позднем кембрии - ордовике – орогении Росса, и могут являться эквивалентом неметаморфизованных известняков центральной части Трансантарктических гор. На этих основаниях породы скв. 270 датируются ранним палеозоем. Угловое несогласие показывает, что брекчии пачки 6 быстро накапливались в субэаральных условиях, подобно брекчиям талуса; присутствие

каолинита и монтмориллонита поддерживает точку зрения на их образование, как погребенных кор выветривания. Мелкозернистые песчаники пачек 3 и 4 формировались в мелководных условиях в условиях лагун или континентального шельфа. Таким образом, пачки 5, 4 и 3 фиксируют переход от наземных условий к условиям континентального шельфа. Аргиллиты пачки 2 отлагались в условиях морской гляциальной седиментации.

Метаморфическое основание перекрывается осадочной брекчией мощностью 25 м, сложенной плохо

отсортированными обломками гранитных и метаморфических пород. Эти породы накапливались в отложениях талуса в процессе солифлюкции из близлежащего поднятия фундамента. Источник материала похож на породы основания Земли Виктории, кальцит – известковистые породы похожи на раннепалеозойские (?) группы Скелетон вблизи пролива Мак-Мердо. Результаты бурения скв. 270 показывают, что регион не был грабеновой депрессией, заполненной осадками Векон и не являлся рифтовой депрессией, заполненной вулканическим материалом (реголит), сформированным на осадочной брекчии. Это позволяет считать его субэаральным, а также предположить сравнительный подъем уровня моря или формирование коровой депрессии (1000 м), что могло происходить в раннетретичное время.

Скв. 271. Глубина 554 м. Проходка 265 м. Основание разреза – ранний плиоцен – алевриты, глины, пески.

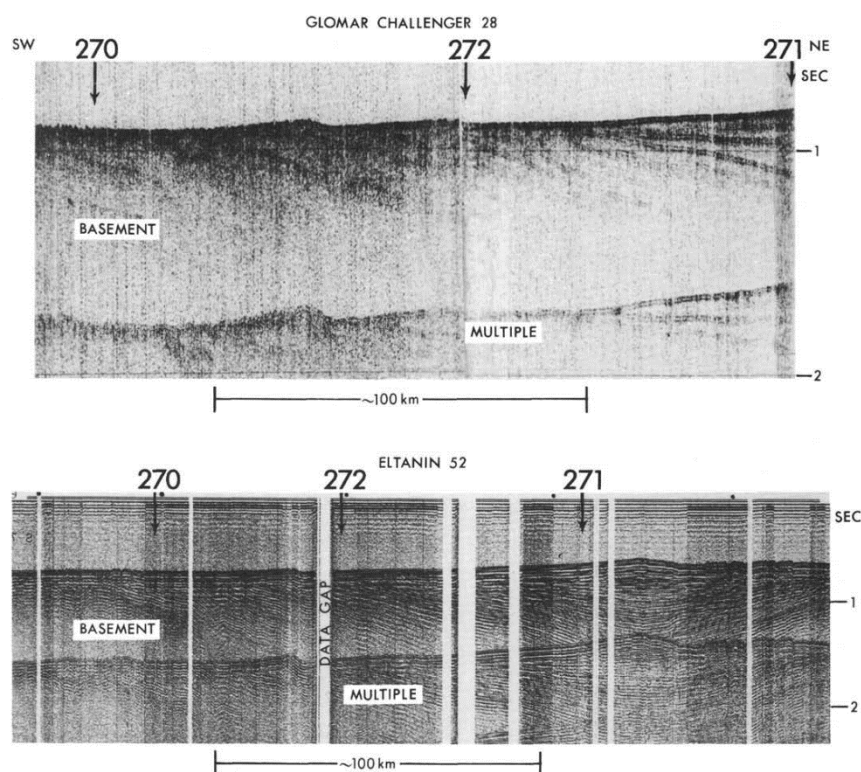


Рис. 1. 584. Сейсмические профили районов заложения скв. 270-272.

Скв. 271. Глубина 554 м. Проходка 265 м. Основание разреза – ранний плиоцен – алевриты, глины, пески.

Пробурено 265м, но изучено только 15,3 м. керна, т. к. оказалось значительное присутствие метана, этана и этилена. Кроме того, в керне оказалось значительное количество продуктов ледового разноса булыжников и валунов. Все пробуренные отложения имеют простой и однообразный состав осадков от мягких до полукристаллических. Обломочный материал в песках представлен гранитами, гранодиоритами, базальтами, кварц-биотитовыми гнейсами, кварцитами. Осадочные породы – песчаники, известняки и известковистые диамектиты. Обломки субугловатые и округлые, плохо отсортированные.

Скв. 272. Глубина 629 м. Проходка 443 м. Основание разреза – ранний миоцен – аргиллиты

Пачка 1а – (интервал 4-5,5 м) – четвертичные – диатомовые алевритистые глины с редкими гранулами и гальками. Редкие спикулы губок и радиолярии, один обломок раковины.

1в – (интервал 5,5-23,5 м) – четвертичные – диатомовые пески. Аргиллиты и глины с гранулами и крупными обломками.

Пачка 2а – (интервал 23,5-145 м) – средний-поздний миоцен – песчаные аргиллиты.

2в – (интервал 145-362 м) – средний миоцен – диатомовые аргиллиты и глинистые диатомиты с редкими обломками.

2с – (интервал 362-434 м) – средний миоцен – аргиллиты с редкими обломками кварцитов, гранитов,

основных изверженных пород; аркозовые песчаники, базальты. Присутствуют спикулы губок, немногочисленные обломки раковин небольших гастропод, двустворок с признаками их транспортировки.

Скв. 273. Глубина 495 м. Проходка 346,6 м. Основание разреза – ранний миоцен – алевритистые глины. Скважина расположена в западной части моря Росса на фланге эрозионной долины, ограничивающей западный край банки Пеннел.

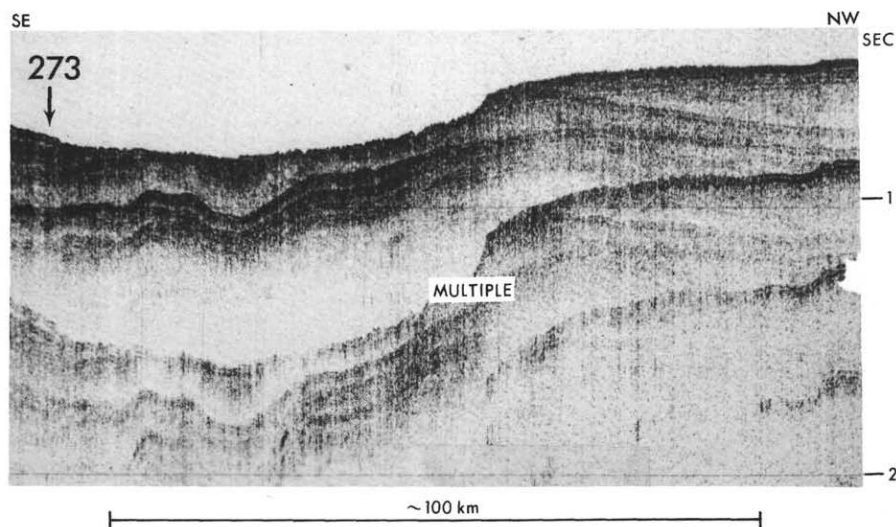


Рис 1. 585. Сейсмический профиль района заложения скв. 273.

В разрезе скважины выделены две пачки.

Пачка 1а-в – (интервал 0-42,5 м) – четверть – мягкие диатомсодержащие галечные глины и пески.

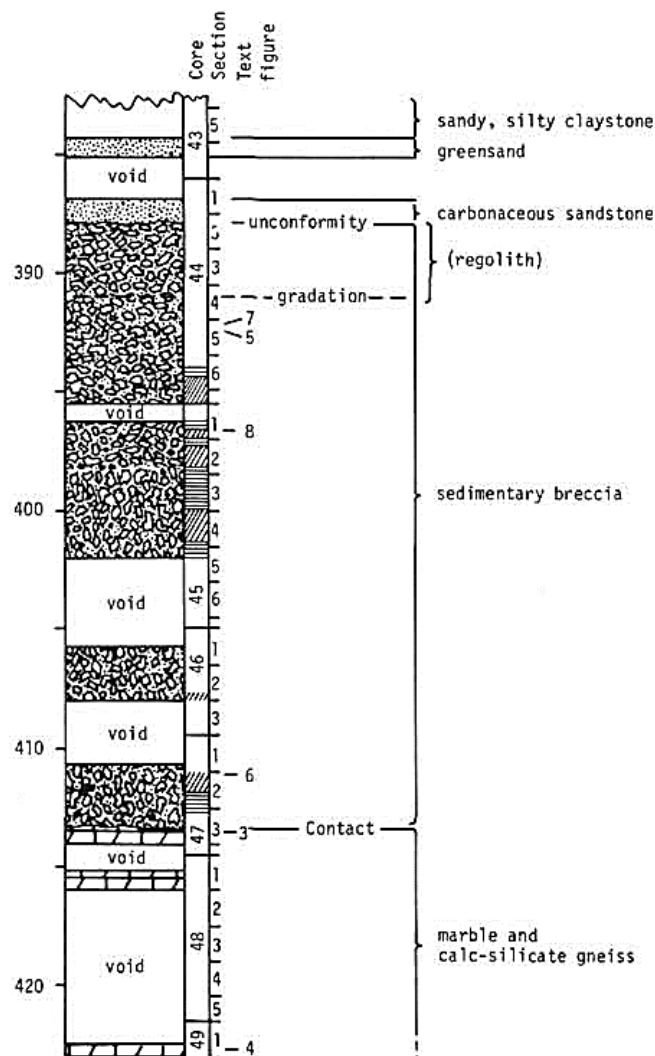


Рис. 1. 586. Разрез по керну скв. 270.

Пачка 2а – (интервал 42,5-166,0 м) – ранний-средний миоцен – полулитифицированные галечные алевритистые глины, диатомсодержащие. Пачка 2в – (интервал 166-346,5 м) – средний-ранний миоцен – полулитифицированные глины с диатомеями, не слоистые. Морские условия осадконакопления фиксируются постоянным присутствием диатомей. Обломочный известковистые метаморфические породы континентального типа кристаллического основания были вскрыты бурением в скв. 270 на юге центральной части моря Росса. Известковистые гнейсы основания – метаморфизованы в амфиболитовой фации и могут коррелироваться с известковистыми метаосадочными породами раннего палеозоя (?) группы Шеклтон вблизи пролива Мак-Мердо. Кристаллические породы основания перекрываются 25 метров грубозернистых, плохо отсортированных пород осадочной брекчия, верхние 3 м которой сложены глубоко выветрелым реголитом. Реголит с несогласием перекрывается мощной последовательностью гляциомаринных отложений олигоцена и более молодых. Брекчия интерпретируется, как возможный, талус солифлюкционных отложений, полученных из близ расположенных топографических

поднятий кристаллического основания.

Многочисленные фрагменты мраморов и известково-силикатных гнейсов, фрагменты очень изменчивых гранитов и других метаморфических пород в брекчии похожи на породы прибрежной части юга земли Виктории, вблизи пролива Мак-Мердо. Осадочные породы похожи на породы девона и юрской супергруппы Бекон, а мафические породы похожи на юрские долериты группы Феррара. Реголит, сформированный на брекчии, считается субаэральным.

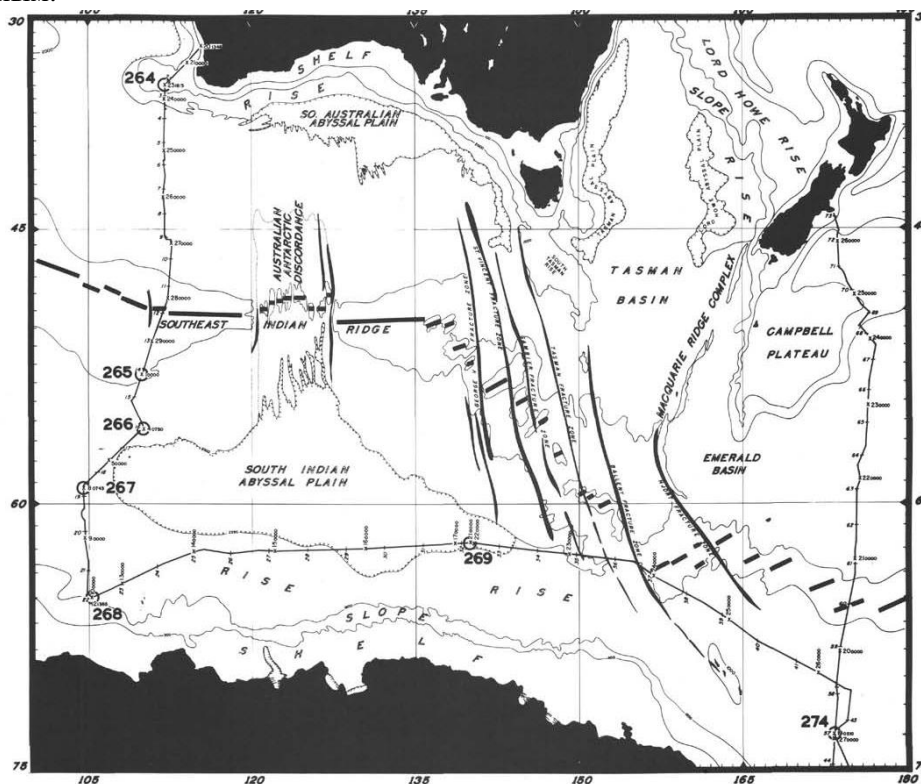


Рис. 1. 587. Геоморфология и разломы по материалам рейса 28.

Рейс 29. Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., 1974. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 29. Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc. 29.1975

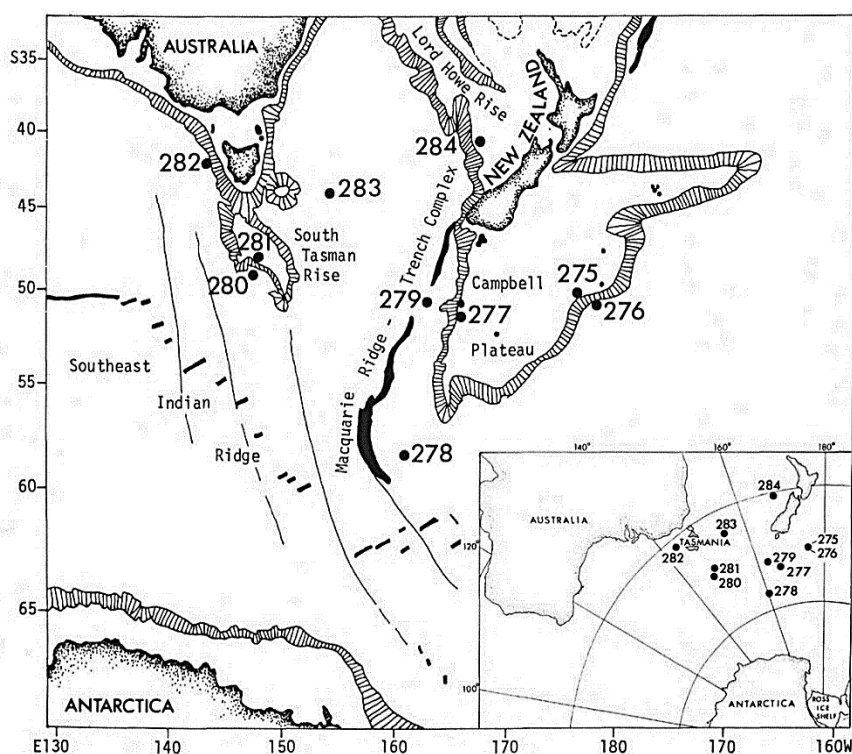


Рис. 1. 588. . Размещение скважин рейса 29.

Скв. 275. Глубина 2837 м. Проходка 62 м. Скважина расположена в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунти. Основание разреза – поздний мел.

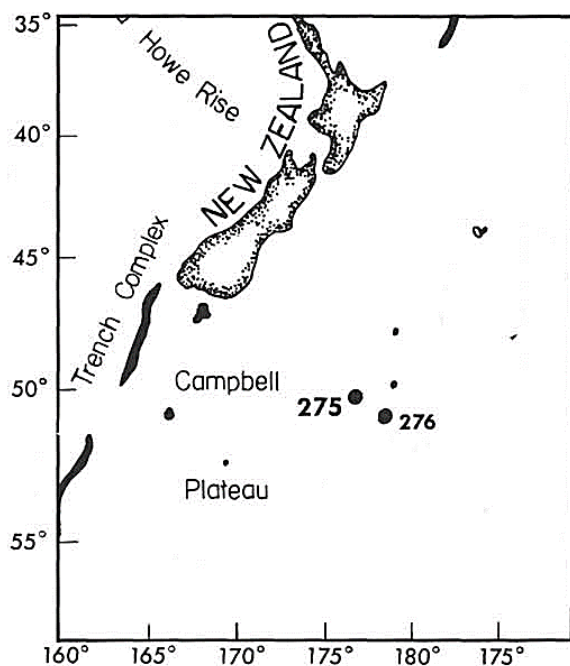


Рис. 1. 589. Расположение скважины 275.

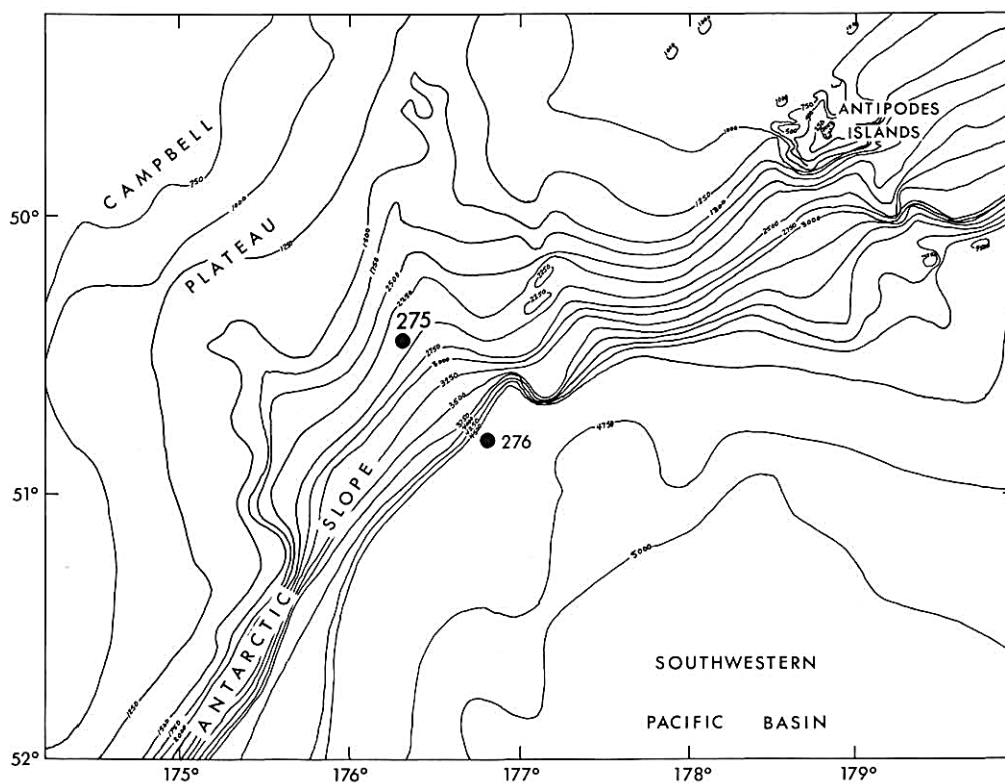


Рис. 1. 590. Батиметрия района заложения скв. 275.

В разрезе скважины выделены две пачки:

Пачка 1– квартал – палево-желтые, оливковые песчано-алевритовые радиоляриево – диатомовые илы с несломанными диатомеями, радиоляриями, спикулами губок и силикофлагеллатами. Обломочные фракции – хорошо сортированные алевритовой и песчаной размерности, присутствуют угловатые обломки кварца, фрагментов пород, включая сланцеватые и осадочные породы, коричневые глауконитовые пеллиты с окисленной

кайма, биотит, хлорит, мусковит, полевые шпаты, каолин и монтмориллонит. Глауконит – детритовый и его окисленная кайма означает переработку. Считается, что осадки пачки 1 накапливались в более мелководных условиях, чем они находятся сегодня.

Пачка 2 – поздний мел – массивные полулитифицированные глинистые аргиллиты. Верхние 1 м – сходны с пачкой 1, ниже темноокрашенные массивные, практически без окаменелостей, темно-коричневые мелко обломочные пески с глауконитом и органическим углеродом. Присутствуют сломанные радиолярии, диатомеи и спикулы губок. Детритовый материал сходен с пачкой 1, но более грубый и окрашен гидроокислами железа. Пачка 2 сходна с формацией Гарден-Ков – поздний мел – палеоцен – острова Кемпбелл, расположенного в 600 км к западу-юго-западу. Здесь формация Гарден-Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт, сходных со сланцами пачки 2.

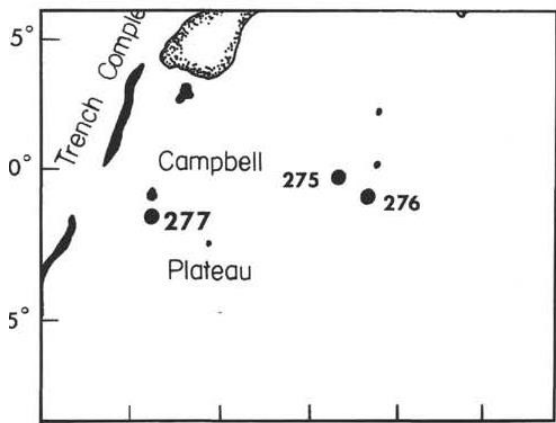


Рис. 1. 591. Расположение скв. 277.

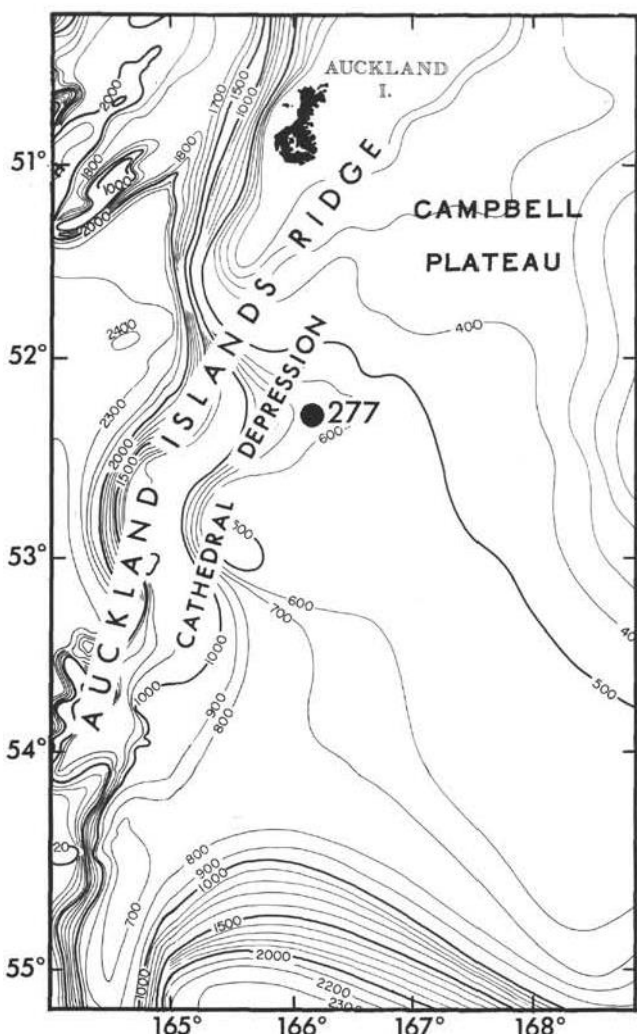


Рис. 1. 592 Батиметрия района заложения скв. 277.

Скв. 277. Глубина 1214 м. Проходка 472,5 м. Основание осадочного разреза – средний палеоцен. Скважина заложена между Оклендом и островом Кемпбелл.

В разрезе скважины выделены четыре пачки:

Пачка 1 – (интервал 0-13 м) – плио-плейстоцен – фораминиферовый ил и богатый фораминиферами нанофоссильный ил. Тонкое переслаивание мягких и твердых пород, мощность прослоев от 5 см до 3 м. Контакт между слоями резкий.

Пачка 2 – (интервал 13-246 м) от олигоцена до палеоцена – нанофоссильный ил с глауконитом, фораминиферами и радиоляриями. Плотные, но не литифицированные. Два аномальных слоя глауконит - кальцит - кварцевых песчаников в интервалах 125 и 244 м содержат фрагменты перемещенных бриозоа, кораллов и мелководных бентических фораминифер.

Пачка 3 – (интервал 246-554 м) – нанофоссильный мел с нодулями кремней. От плотных до литифицированных. Обычны глауконит и фораминиферы.

Пачка 4 – (интервал 454-476 м) – нанофоссильный мел с кремнями, глинами и пиритом, от полулитифицированных до литифицированных. Пачка не добурена до основания.

Отложения скв. 277 коррелируются с формацией известняков Такер Ков острова Кемпбелл, которые датируется олигоценом - ранним эоценом.

Скв. 278. Глубина 3675 м. Проходка 438, 5. м. Осадочное основание разреза – средний олигоцен. Скважина заложена вблизи юго-восточного окончания хребта Макгуайр и бассейна Емералд на глубине 3700м.

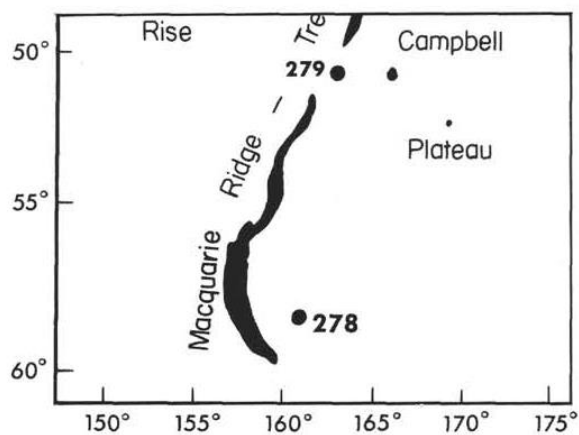


Рис. 1. 593. Расположение скв. 278.

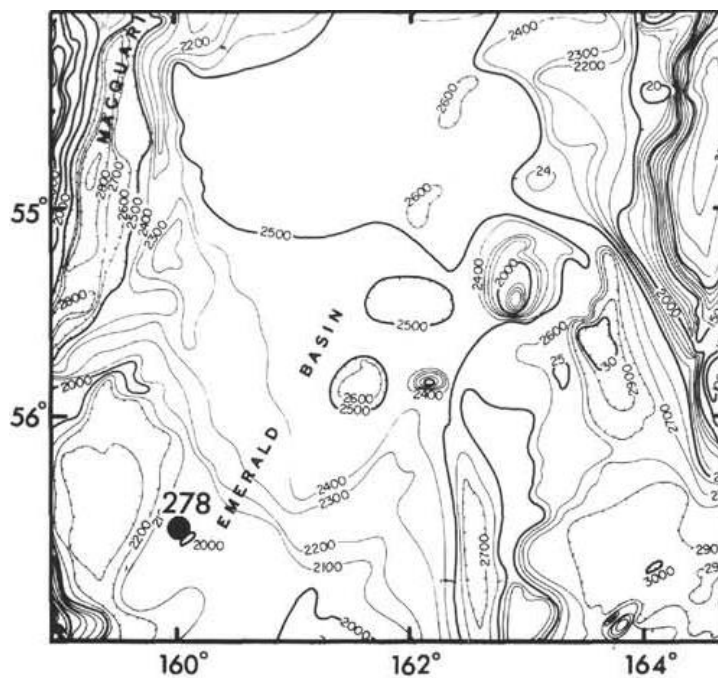


Рис. 1. 594. Батиметрия района заложения скв. 278.

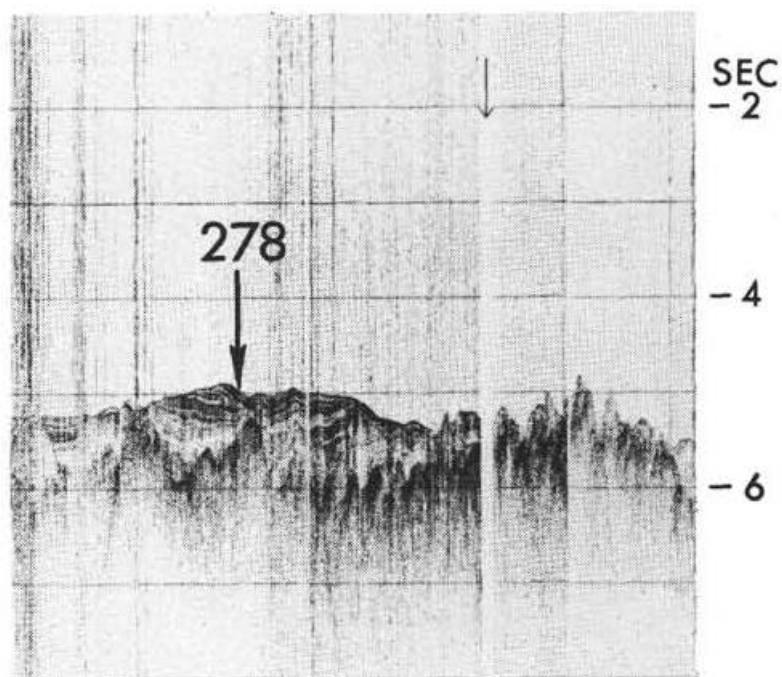


Рис. 1. 595. Сейсмический профиль района заложения скв. 278.

В разрезе скважины выделены семь пачек:

Пачка 1 – (интервал 0-6 м) – поздний плейстоцен – фораминиферовые и детритовые аргиллиты, содержащие радиолярии, диатомовые илы с 20% детритового материала – угловатые зерна кварца, фрагменты пород и рудные минералы.

Пачка 2 – (интервал 100-172 м) – нанофоссильные спикулосодержащие диатомовые илы.

Пачка 3 – (интервал 172-236 м) – кремнистые нанофоссильные илы; менее чем 10% детритового материала, до 49% кремнистых микрофоссилий.



Рис. 1. 596. Контакт базальтов с микритовым известняком.

содержат редкие фораминиферы. Часть базальтов могут представлять собой потоки массивных базальтов, имеют стекловатые части на поверхности потоков.

Скв. 279. Глубина 3341 м. Проходка 202 м. Скважина расположена в осевой части подводного хребта Северный Макгуайер. Основание осадочного разреза – середина раннего миоцена.

Пачка 4 – (интервал 236-264 м) – нанофоссильные кремнистые илы и диатомовые нанофоссильные илы.

Пачка 5 – (интервал 264-386 м) – ранний миоцен – детритовые и нанофоссильные радиоляриево диатомовые и кремнистые илы. Подобна пачке 2. К основанию появляются глауконит и силикофлагеллаты. Редко фрагменты вулканических пород (1-4 мм) с вулканическим стеклом и санидином.

Пачка 6 – (интервал 386-428 м) – кремнистый нанофоссильный мел палево-коричневый с марганцевыми полосками и нодулями. Вулканическое стекло и фрагменты пород многочисленны в основании разреза пачки.

Пачка 7 – (интервал 428-433 м) – порфириновые миндалекаменные подушечные лавы с микритовым известняком в межподушечных участках. Края подушек стекловаты, стекло палагонитизировано. В карбонатном материале – микритовые известняки

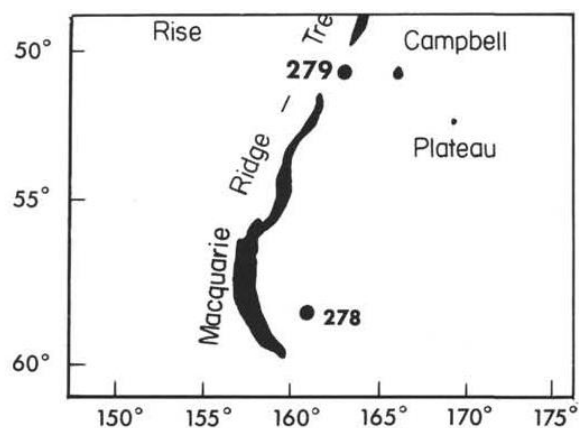


Рис. 1. 597. Расположение скв. 279.

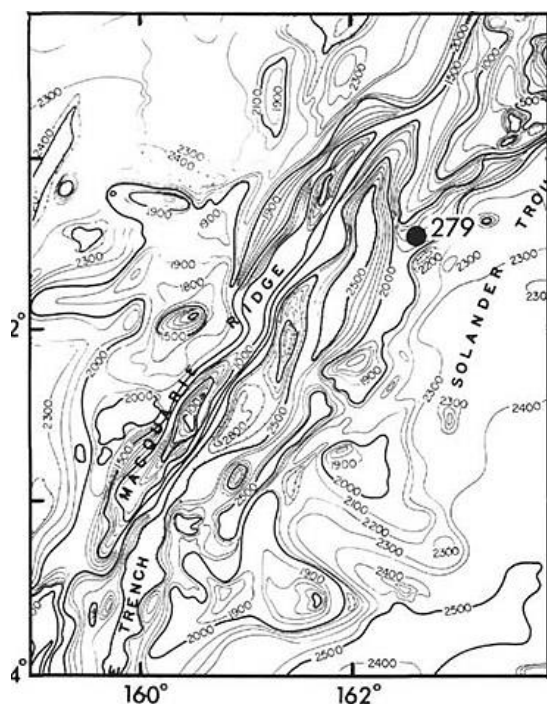


Рис. 1. 598. Батиметрия района заложения скв. 279.

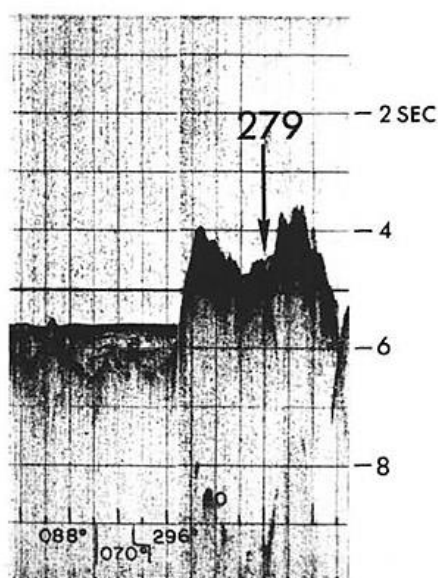


Рис. 1. 599 Сейсмический профиль района заложения скв. 279.

Скважина 279 пробурена в небольшой депрессии вблизи осевой части хребта.

Пачка 1 – (интервал 0-13,3 м) – квартал-нижний плейстоцен – мягкие нанофоссильно-фораминиферовые илы с присутствием фораминифер и песчанистого материала.

Пачка 2 – (интервал 13,3-197 м) – средний-нижний миоцен – делится на несколько субпачек, различающихся по содержанию фораминифер и терригенного детритового материала. Основной компонент – нанофоссил-фораминиферовые илы. Обломочный материал – фрагменты базальтов, спикулы губок, глауконит и плагиоклаз. Основание разреза 2м – чередующихся песков и алевритистых нанофоссильных илов. Обломочный материал - фрагменты базальтов.

Пачка 3 – (интервал 197-202 м) – три единицы миндалекаменных базальтов. Количество миндалин достигает 40%, интерпретируются как верхняя часть лавового потока.

Рейс 63. Северо-восточная часть Тихого океана (континентальная окраина Калифорнии), 1978 Yeats, R. S., Haq, B. U., et al., 1981. Init. Repts. DSDP, 63: Washington (U. S. Govt. Printing Office).

Скв. 469. Поднятие уступа Патон. Глубина – 3790 м; проходка – 453,5 м.

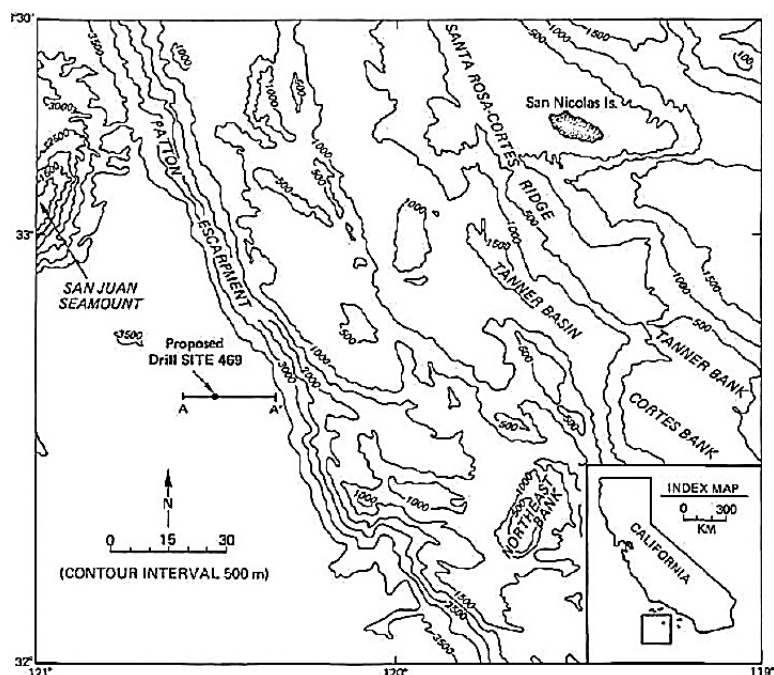


Рис. 1. 600. Батиметрическая карта района заложения скв. 469.

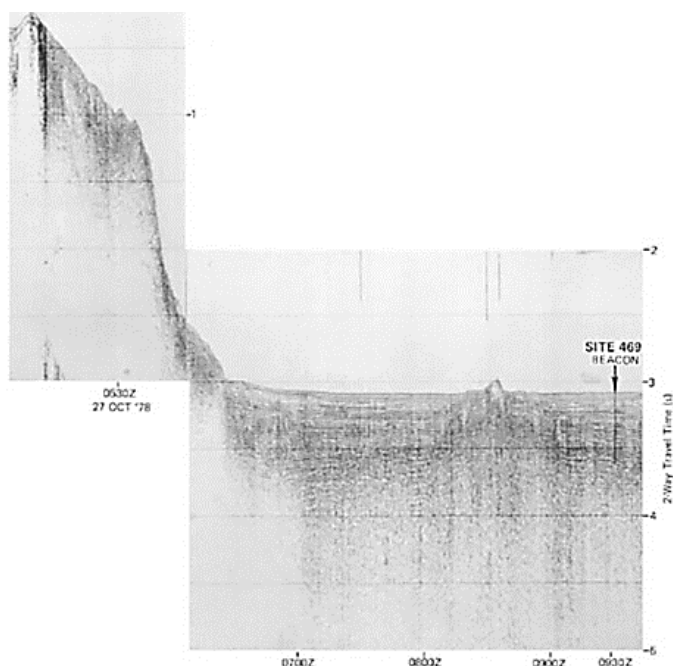


Рис. 1. 601. Сейсмический профиль в районе заложения скв. 469.

Древнейшие осадочные породы: Пачка 3 – аргиллиты и туфы в верхней части (интервал 225-368. 5 м), измененный диабазовый силл (интервал 368-387 м) и нанофосфильный мел с металлизированными осадками в нижней части (интервал 387-390 м). Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен.

Пачка 4 – слой 0,1 м доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен.

Основание: пиллоу – базальты с фрагментами измененного стекла и редкими тонкими прослоями металлизированных осадков. Наиболее широко распространены коричневый смектит, гидроокислы железа, кальцит. Верхние 30 м разреза базальтов содержат кремни, известняки в виде чередующихся прослоев. В базальтах – бурые гиалокластиты считаются продуктами изменения базальтов.

Базальт – пиллоу, базальты миндалекаменные, «среднеизмененные», в основном по трещинам, заполненным кальцитом и смектитом. Угловатые фрагменты базальтов, базальтовая брекчия цементируется кальцитом и матриксом смектита. Гиалокластиты – продукт изменения базальтов – мягки, легко царапаются ногтем. Коричневое базальтовое стекло – продукт изменения базальта. Гиалокластиты и базальтовые брекчии обычны в нижней половине разреза базальтов.

Скв. 470. Континентальное подножие к востоку от острова Гваделупа. Глубина – 3549 м; проходка – 215,5 м; керн – 138 м.

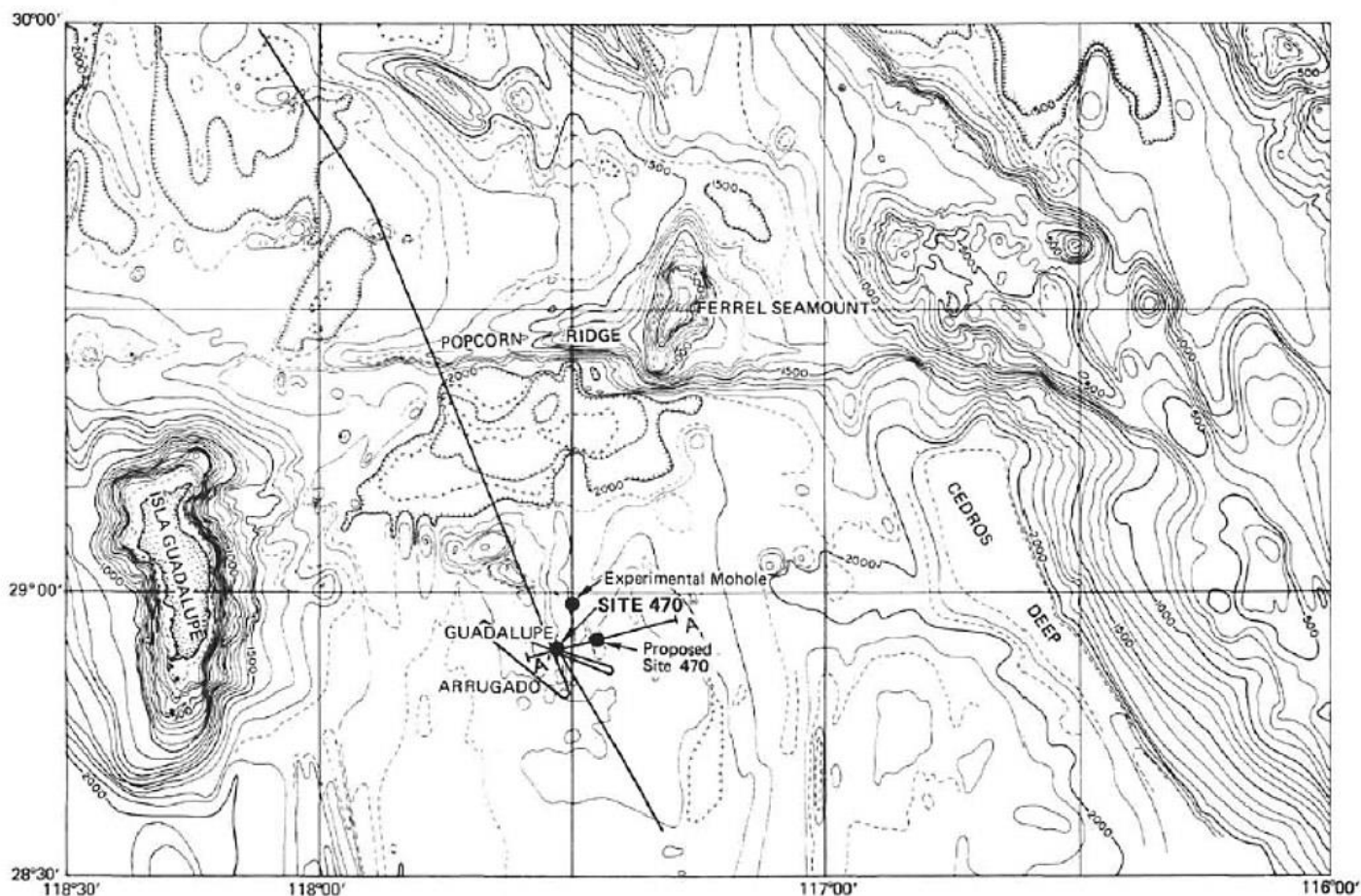


Рис. 1. 602. Батиметрическая карта района заложения скв. 470.

Древнейшие осадочные породы: диатомовые наноилы и глинисто-доломитовый мел - средний миоцен.
Основание: базальт

Пачка 3 – (надбазальтовая) – серый диатом-нанофосфильный ил и желто-коричневые до серовато-оранжевых глины, содержащие до 5 % кварца и фрагменты измененного вулканического стекла. Присутствуют гальки (1-8 см) аргиллитов, окаймленных оксидами марганца. В основании пачки прослой (6-9 см) серовато-коричневых доломитовых нанофосфильных илов, содержащих до 25 % доломитовых ромбов. Внутри базальтов

прослой желтовато-серых известняков (<8 см), содержащих измененное базальтовое стекло (фрагменты). Верхние 80 см базальтов скважины 470 - представлены гиалокластической брекчией, сложенной угловатыми фрагментами базальтового стекла, цементируемыми светло-серой глиной (?). Базальты – серые; становятся коричневыми вдоль трещин и по краям. Миндалины – 2-3 % обычно заполнены кальцитом и минералами глин.

Рейс 133. Северо-Австралийская окраина. Davies, P. J., McKenzie, J. A., Palmer-Julson, A., et al., 1991. Proc. ODP, Init. Repts., 133: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 133. 1991

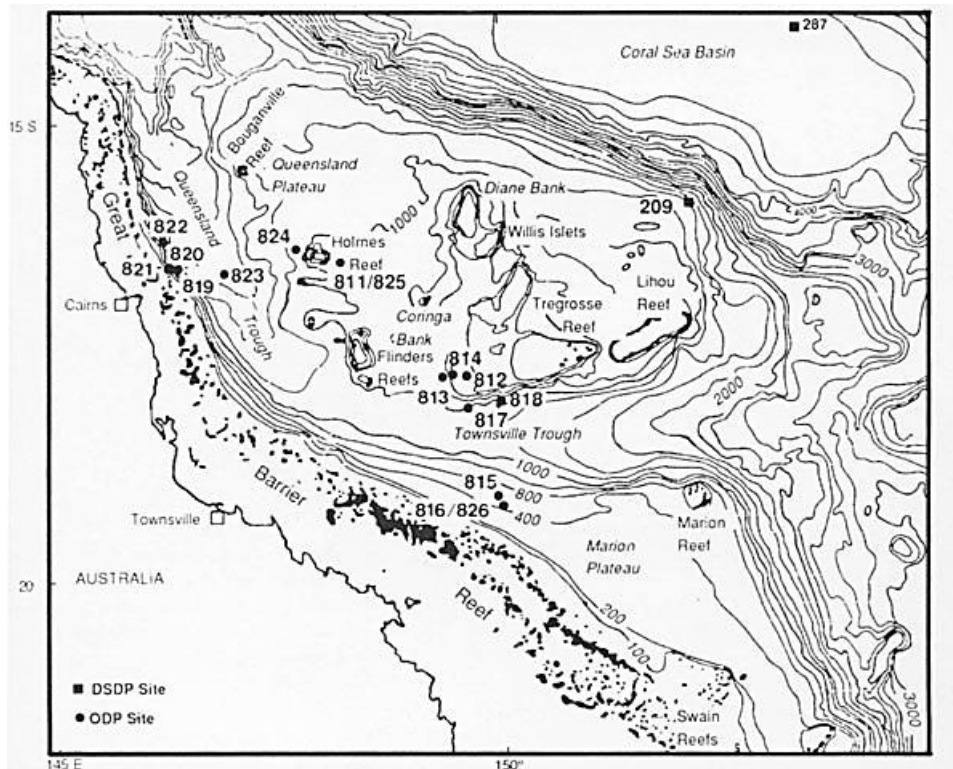


Рис. 1. 603. Карта размещения скважин рейса 133.

Скв. 811-825.

Скв. 811. Глубина 947. 9 м. Проходка 392 м. Размещена в пределах западной окраины плато Оклэнд в 3. 5 милях от рифа Холмс.

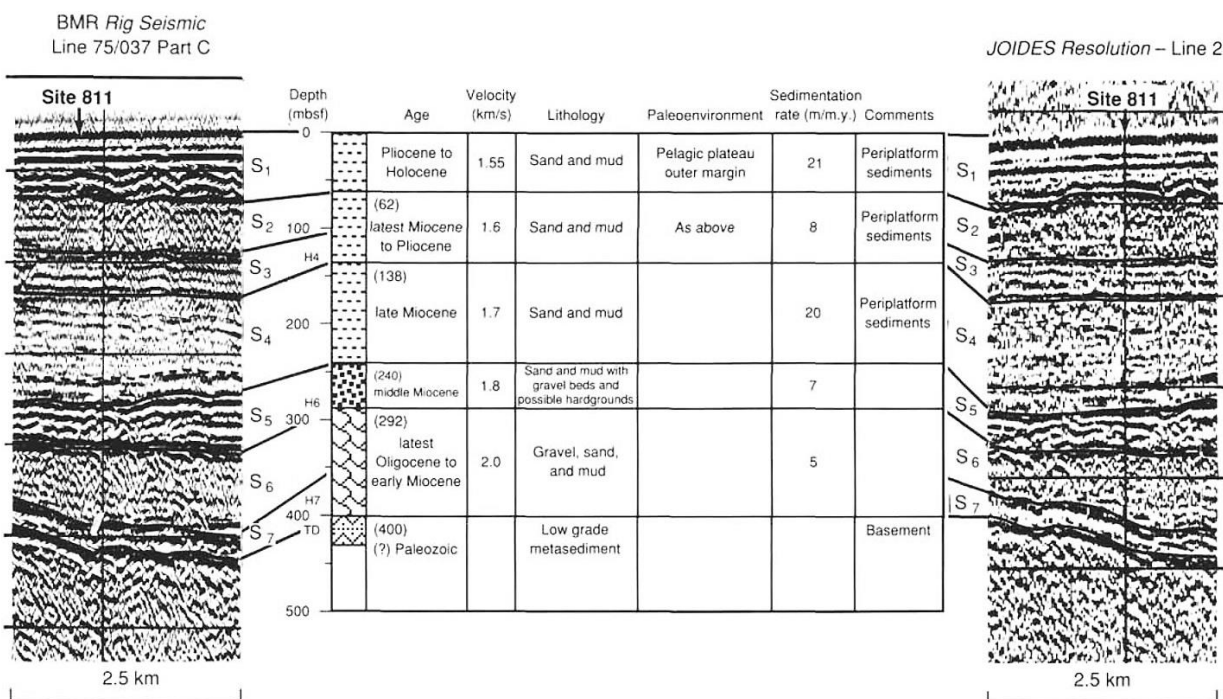


Рис. 1. 604 Сопоставление сейсмического профиля и разреза скв. 811.

В разрезе выделены шесть пачек:

Пачка 1 – (интервал 0-33,5 м) – верхний плейстоцен - верхний плиоцен – фораминиферовые и нанофоссильные, чередующиеся с мелководными, карбонатными осадками, биокластическими ракушняками.

Пачка 2 – (интервал 33,15-147,5 м) – верхний плиоцен - верхний миоцен – гомогенные фораминиферовые и нанофоссильные илы.

Пачка 3 – (интервал 147,5-269,5 м) – средний миоцен – периплатформенные илы и мел с прослоями 10 -70 см - ракушников.

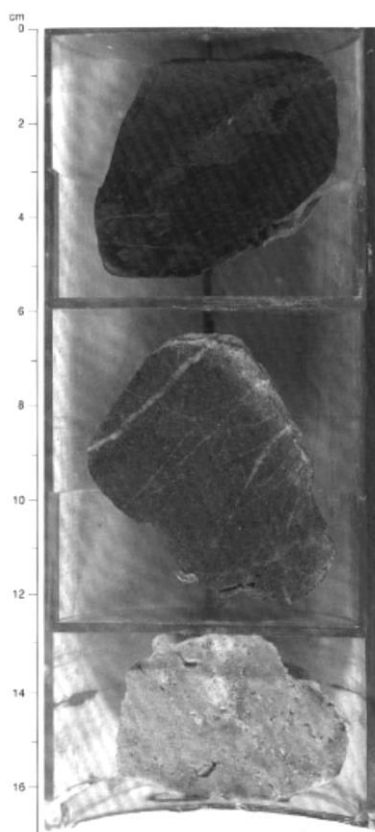
Пачка 4 – (интервал 269,5-356,3 м) – средний - нижний миоцен – переотложенные пески и галечники, сложенные обломками кораллов, фрагментами моллюсков, бентическими фораминиферами, эхиноидами, крустцеа, бриозоа и красными водорослями.

Пачка 5 – (интервал 356,3-365,9 м) – верхний олигоцен – нелитифицированные и хорошо сцементированные ракушники с микритовым матриксом.

Пачка 6 – (интервал 365. 9-392. 5 м) – нижний - средний эоцен – гальки мелководных известняков могут представлять осадочный покров нижележащего основания.

Скв. 825. Пачка 1 – (интервал 0-4,5 м) – верхний плейстоцен – нанофоссильные и фораминиферовые микритовые илы, чередующиеся с тонкими фораминифер – птероподовыми ракушниками.

Пачка 3 – (интервал 200-276,4 м) – средний миоцен – микритовые илы и мел с нанофоссилиями и фораминиферами, чередующийся с белыми ракушниками.



Пачка 4 – (интервал 305,4-315 м) – верхи нижнего миоцена – белые литифицированные ракушники с фораминиферами и желтыми пористыми ракушниками, с крупными бентическими фораминиферами, кораллиновыми водорослями и кораллами.

Пачка 6 – (интервал 408,5-453 м) – средний эоцен - нижний миоцен – возможно, верхний олигоцен – белые и палево-желтые до желтых с розоватыми прослоями хорошо отсортированные ракушники и пористые ракушники с кораллиновыми водорослями, эхиноидами, моллюсками и небольшими ветвистыми кораллами. Условия осадконакопления – субтропические воды во внутреннем неритовом шельфе. Осадки представляют трансгрессивные фации, перекрывающие континентальное основание.

Пачка 7 – (интервал 453-466,3 м) возраст не известен; основание представлено темно-серыми пористыми сланцеватыми хорошо литифицированными мелкозернистыми кварц полевошпат – мафическими метаосадочными или метавулканическими породами, содержащими более крупнокристаллические зоны, сложенные кварцем и полевым шпатом. Рассеянные прожилки кварца и полевого шпата.

Рис. 1. 605. Сейсмическое основание разреза скв. 825В – плохо рассланцованные кварц – полевошпат – мафические метаосадочные или метавулканические породы с более кристаллическими участками, сложенными кварцем и полевым шпатом. Они же в прожилках.

Скв. 812. Глубина 610 м. Проходка 300 м. Размещена на южной окраине плато Квинсленд между рифами Финдерс и Треграсс. Выделены три пачки в разрезе скважины.

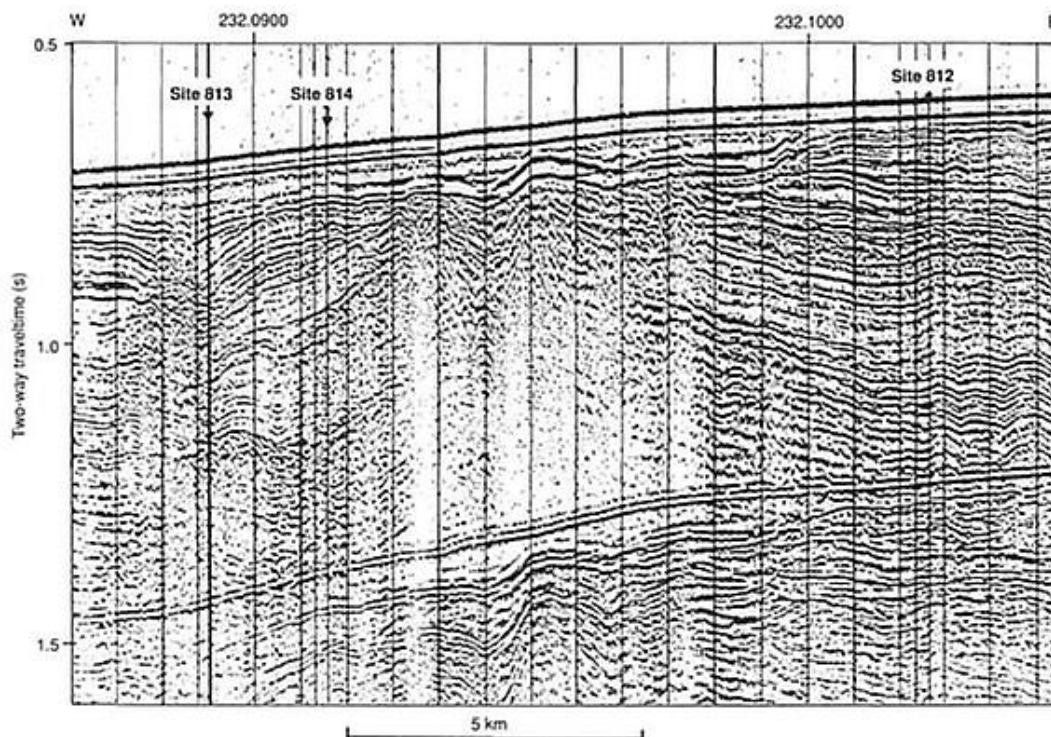


Рис. 1. 606. Сейсмический профиль района заложения скв. 812-814.

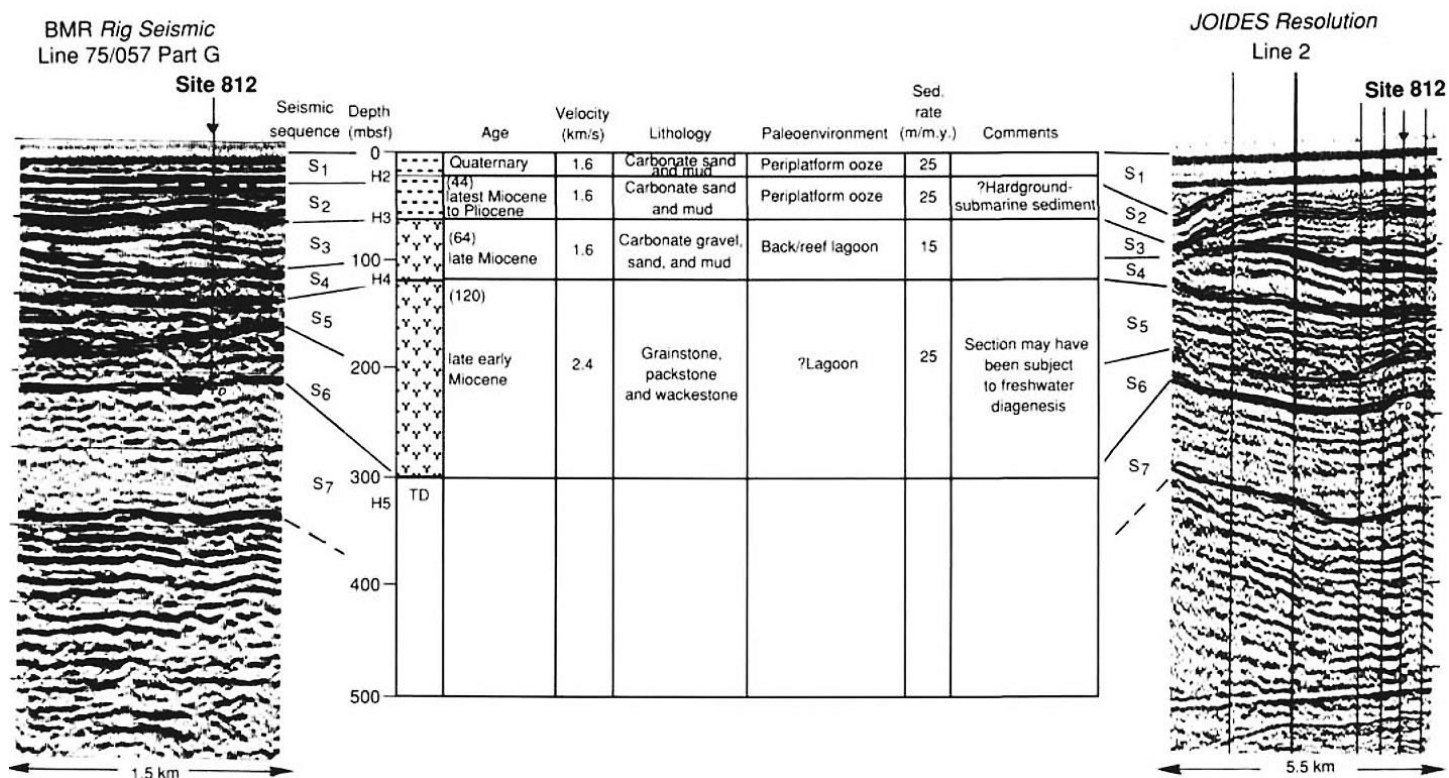


Рис. 1. 607. Сопоставление сейсмического профиля и разреза по скв. 812.

Пачка 1 – (интервал 0-27,9 м) – верхний плиоцен – плейстоцен – фораминиферовые илы с птероподами и биокластами, обломки фораминифер и части бриозоа.

Пачка 2 – (интервал 27,9-141,6 м) – верхний плиоцен - середина среднего миоцена – микритовый мел с фораминиферами и нанофоссилиями, моллюсковые ракушняки и доломитовые ракушняки. Прослой 1,5 м – корка – твердое основание – верхняя поверхность, отделяющая пачку 1 и пачку 2, сложена светло-красно-коричневым тонко полосчатым материалом, обогащенным гидроокислами железа и фосфатов.

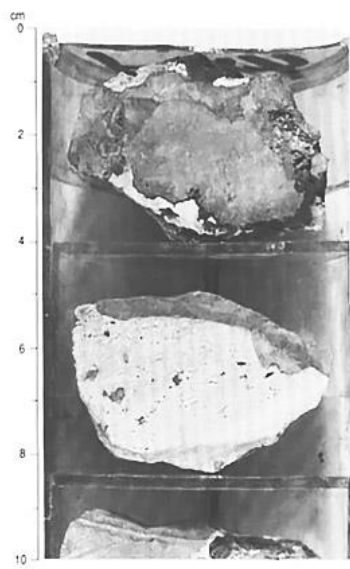


Рис. 1. 608. Фосфат – гетитовая корка – хардграунд в верхней части пачки 2.

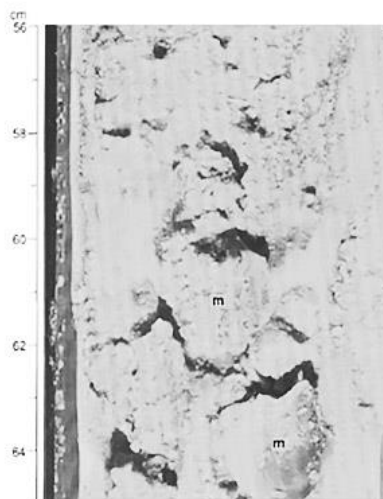


Рис. 1. 609. Моллюсковый ракушняк пачки 2.



Рис. 1. 610. Кораллиновый ракушняк пачки 3.

Пачка 3 – (интервал 141,5-300,0 м) – средний миоцен – доломитовые кораллиновые водорослевые ракушняки, массивные и пористые.

Скв. 813. Глубина 549 м. Проходка 231 м. Вместе со скважинами 812 и 814 расположены на юго-западном окончании банки Триграсс Лихоу Коринга. Скв. 813 расположена в наиболее дистальной части сложной банки. В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-76,8 м) – плейстоцен-плиоцен – гомогенные, микритовые, фораминифер-нанофоссильные илы с биокластами.

Пачка 2 – (интервал 76,8-117 м) – плиоцен - верхний миоцен – нанофоссильные фораминиферовые илы с микритами. Верхняя граница обозначена разными фораминиферовыми илами с красно-желтыми, окрашенными окислами железа, биокластами. В нижней части – фосфатизированные бентические фораминиферы.

Пачка 3 – (интервал 117-160 м) – верхний миоцен – биокластические фораминиферовые илы с микритами.

Пачка 4 – (интервал 160-195 м) – средний-верхний миоцен – доломитизированный, фораминиферовый, микритовый мел с биокластами, чередующийся с фораминиферовым илом, с биокластами и нанофоссилиями. Базальные 3 м – доломитизированные ракушняки.

Пачка 5 – (интервал 195-231,5 м) – средний миоцен – фрагменты доломитизированных ракушняков с водорослями и фораминиферами, предполагающие неритовые условия осадконакопления, 10-50 м прилегающие к карбонатной банке.

Скв. 814. Скважина размещена во фронтальной части карбонатной банки и представляет

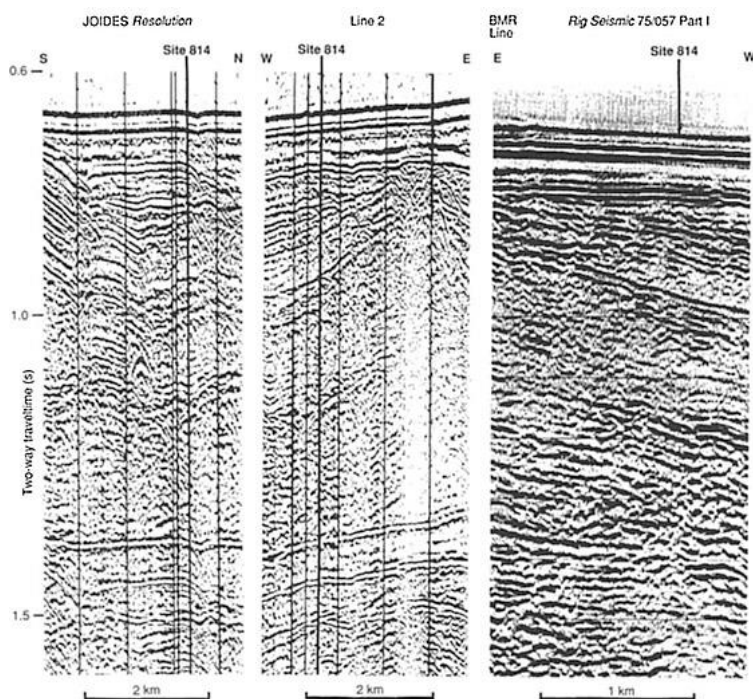


Рис. 1. 611. Сейсмический профиль района заложения скв. 814.

переход от лагунной банки скв. 812 к ее дистальной части скв. 813. В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-56,8 м) – плейстоцен - верхи нижнего плиоцена – нанофоссильные фораминиферовые илы, чередующиеся с фораминиферовыми ракушняками.



Рис. 1. 612 ракушняк; зуб рыбы – в середине снимка.

Пачка 2 – (интервал 56,8-66,5 м) – плиоцен вблизи контакта нижний-верхний плиоцен – хорошо литифицированные микритовые известняки, содержащие зубы рыб, фосфатные зерна, венчающие твердую землю, с обогащенной железом корой. Поверхность была эродирована и заполнена несколькими слоями цемента. Поры с кристаллами доломита.

Пачка 3 – (интервал 6,5-136 м) – нижний плиоцен – средний-поздний миоцен – микритовые известняки и ракушняки.

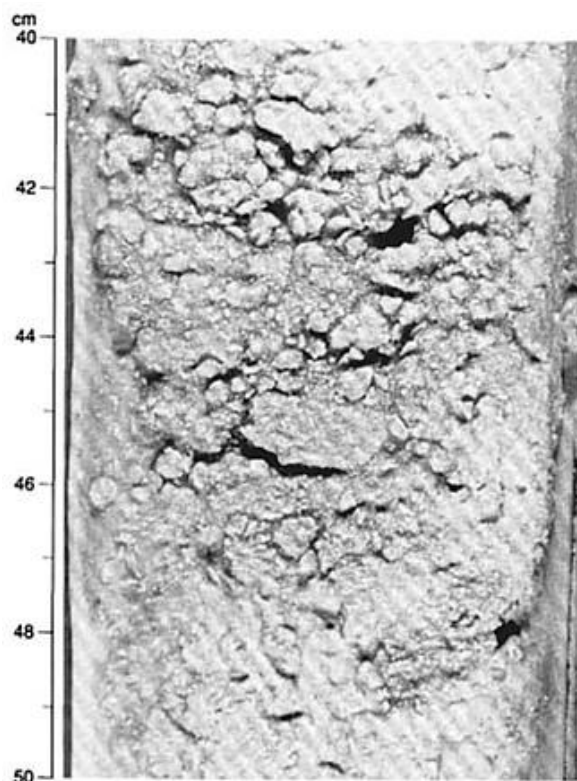


Рис. 1. 613. Нелитифицированный биокластический ракушняк с крупными фораминиферами.

Пачка 4 – (интервал 136-263 м) – средний миоцен или древнее – доломитизированные биокластические ракушняки, известковистые илы, литифицированные аргиллиты, и литокластические ракушняки.

Пачка 5 – (интервал 263,9-300 м) – средний миоцен или древнее – желто-коричневые и палево-коричневые доломитизированные, литифицированные ракушняки, с интергранулярной пористостью.

Скв. 815. Размещена по окраине трога Таунсвилль в 3 км севернее фронта северо-западного края плато Марион.

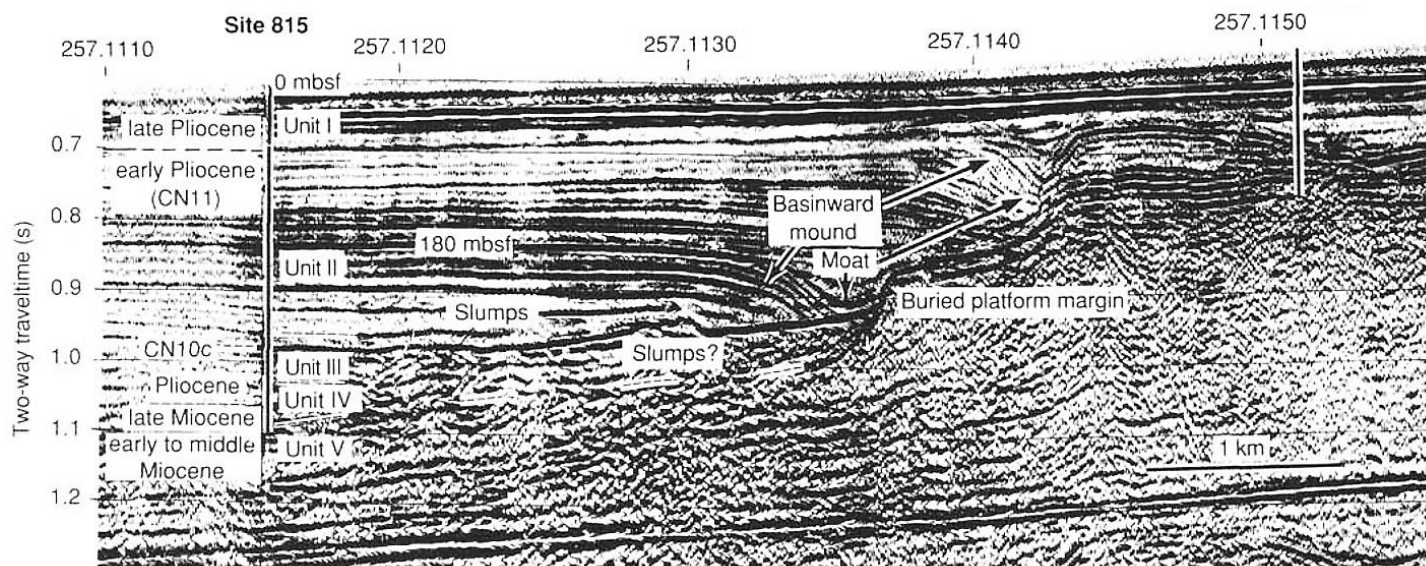


Рис. 1. 614. Сейсмический профиль района заложения скв. 815 с обозначением пачек, выделенных в разрезе.

В разрезе скважины выделены шесть литологических пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-73,3 м) – низы верхнего плиоцена – фораминифер-нанофоссильные илы.

Пачка 2 – (интервал 73,3-280,5 м) – нижний плиоцен – зеленовато-серые нанофоссильные илы.

Пачка 3 – (интервал 280,5-348,4 м) – нижний плиоцен – фораминифер-нанофоссильный мел.

Пачка 4 – (интервал 348,4-425,3 м) – верхи верхнего миоцена - низы нижнего плиоцена – фораминифер-нанофоссильный мел.

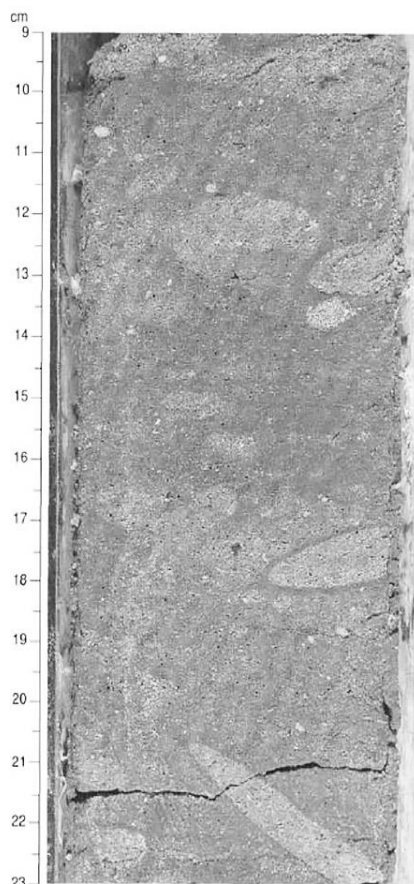


Рис. 1. 615. Ракушняк пачки 5.

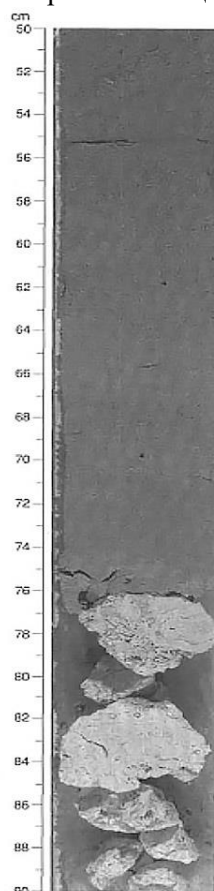


Рис. 1. 616. Контакт между пелагическим осадком верхней части снимка пачка 1 и мелководным ракушняком пачки 2 – внизу.

Пачка 5 – (интервал 425,3-444,5 м) – верхний миоцен – палево-коричневые доломитизированные фораминиферовые ракушняки.

Пачка 6 – (интервал 454,2-463,8 м) – верхи нижнего миоцена - низы среднего миоцена – доломитизированные ракушняки с крупными бентическими фораминиферами.

Скв. 816. Размещена в северо-западной окраине плато Марион. В разрезе скважины выделены три пачки.

Пачка 1 – (интервал 0-93 м) – плейстоцен- нижний плиоцен – фораминифер-нанофоссильные илы.

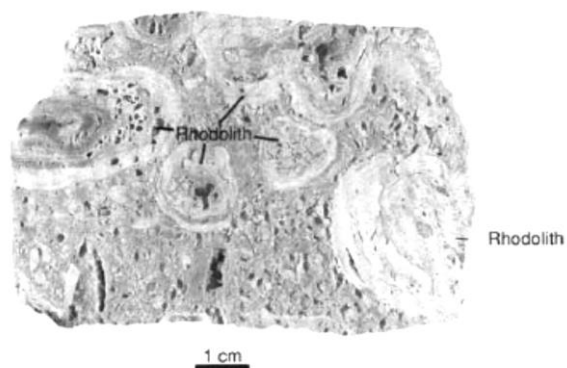


Рис. 1. 617 Родолиты в доломитизированном ракушняке пачки 2. Родолит – Конкреция, состоящая из корок красных известковых водорослей (corraline algae); часто окатана донными течениями.

Пачка 2 – (интервал 93-163,7 м) – средний миоцен – частично доломитизированные с конкрециями красных водорослей биокластические ракушняки, с фрагментами моллюсков, кораллиновых водорослей, кораллов, бризоза, эхиноидов. Породы пористые.

Пачка 3 – (интервал 163,7-250 м) – средний миоцен – доломитизированные кораллиновые водоросли и кораллы с белыми конкрециями красных водорослей до 5 см, фрагменты моллюсков.

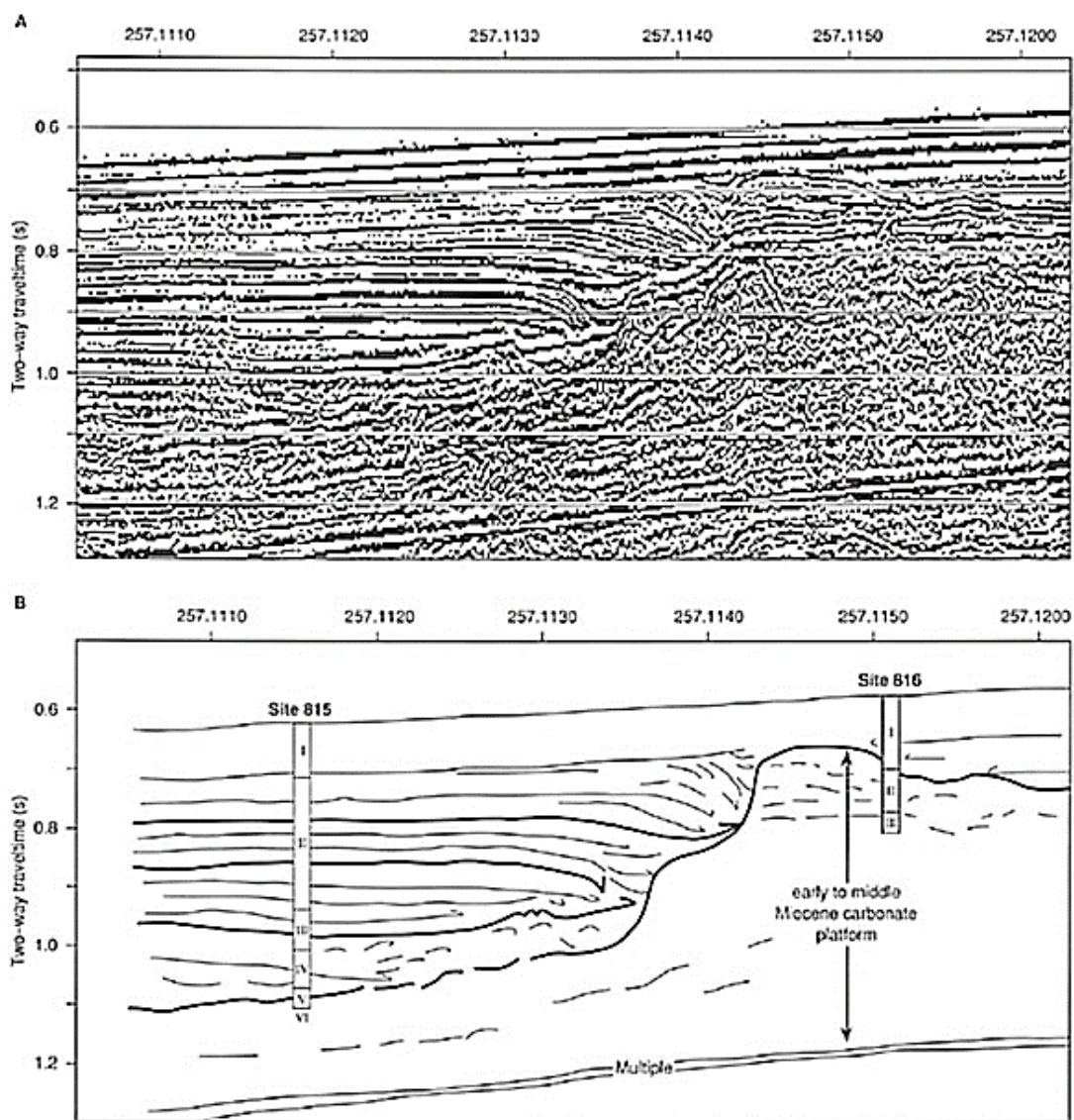


Рис. 1. 618. Несогласие в скв. 816 между средним миоценом и нижним плиоценом. А – сейсмическая стратиграфия. В – сопоставление с литологией скв. 815 и 816.

Скв. 817. Размещена на нижнем склоне плато Квинсленд. В разрезе выделены три пачки.

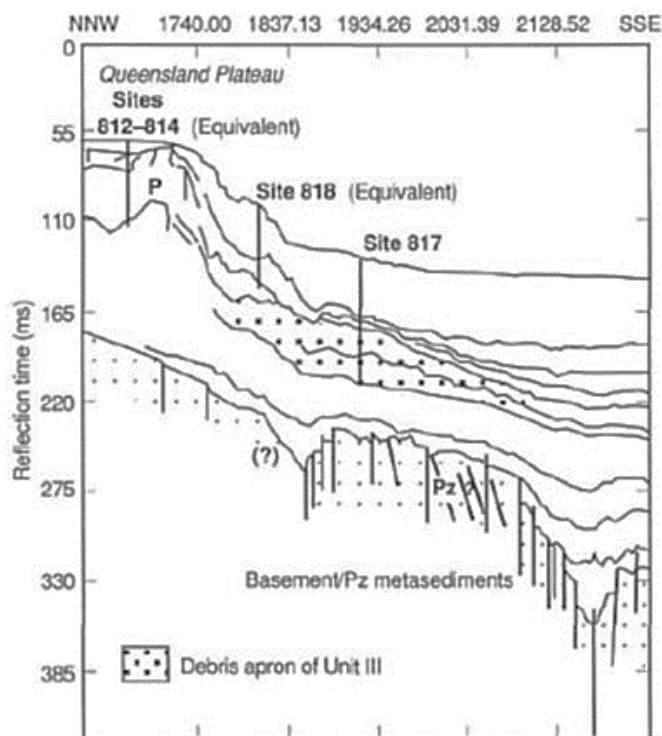


Рис. 1. 619. Идеализированный разрез через плато Квинсленд. Условное обозначение: обломочный шлейф пачки 3.

Пачка 1 – (интервал 0-200,8 м) – плейстоцен - верхний миоцен – микритовые фораминифер-нанофоссильные илы.

Пачка 2 – (интервал 200,8-426,7 м) – средний - верхний миоцен – возможное несогласие отделяет илы от мела. Пачка 2 представлена мелом с фораминиферами.

Пачка 3 – (интервал 426-700 м) – нижний миоцен или древнее – грубозернистые биокластические известняки и доломиты.

Скв. 821. Расположена в Графтон Пассаже в области крайней части окраины шельфа. В разрезе скважины выделены пять пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-145,5 м) – голоцен - верхний плейстоцен – осадки кремнистые и биокластические нанофоссильные илы и глины известковистые, ракушняки с конкрециями красных водорослей (рудстоуны) – результат быстрого отложения осадков.

Пачка 2 – (интервал 145,5-172,0 м) – верхний плейстоцен – силикокластические ракушняки, литифицированные аргиллиты, возможно, представляющие хардграунд.

Пачка 3 – (интервал 172,0-215,0 м) – нижний плейстоцен – доломитизированные биокластические ракушняки.

Пачка 4 – (интервал 215,8-298,8 м) – нижний плейстоцен – слоистый доломитизированный мел и биокластические ракушняки.

Пачка 5 – (интервал 298,8-400,0 м) – нижний плейстоцен – доломитизированные биокластические ракушняки с прослоями известковистого песка и глинистого аргиллита.

Скв. 823. Размещена в центре западной части трога Квинсленд по направлению к наиболее глубокой части бассейна. Проходка 1011,0 м. В разрезе скважины выделены семь пачек.

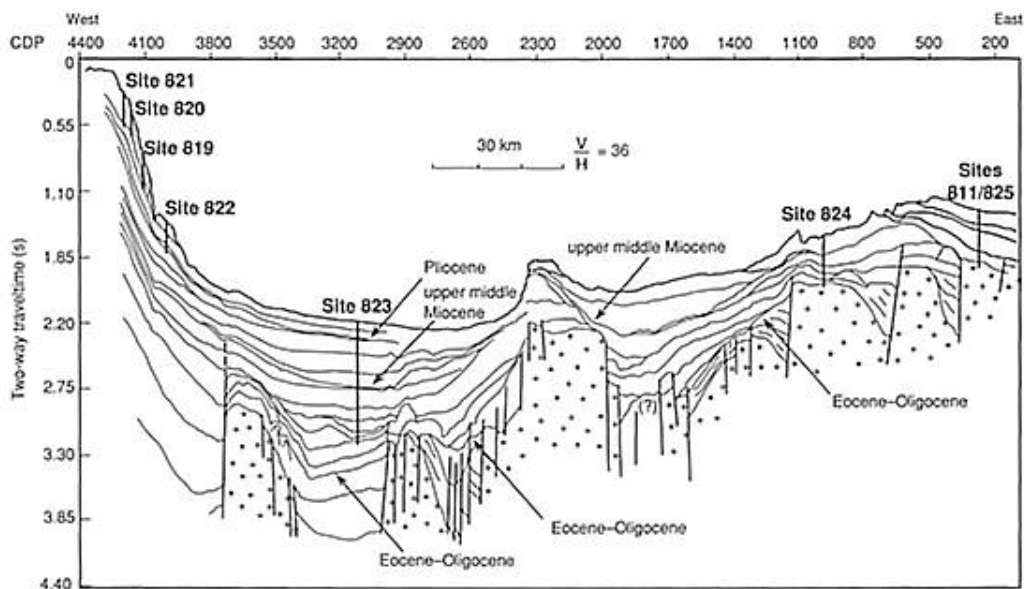


Рис. 1. 620. Схематический разрез в районе скв. 823.

Пачка 1 – (интервал 0-120,7 м) – илы, переслаивающиеся с турбидитами и обломочными потоками.

Пачка 2 – (интервал 120,7- 352,75 м) – верхний плиоцен – нанофосфильные илы с глинами и биокластами, с прослоями литокластических рудстоунов, которые интерпретируются, как обломочные потоки; биокластические ракушняки с нормальной градационной слоистостью, и резкими базальными контактами, указывающими на их принадлежность к турбидитам.

Пачка 3 – (интервал 352,75-535,7 м) – нижний плиоцен – нанофосфильный мел с биокластами и фораминиферами, ил с кварцем, глинистые смешанные отложения, доломитовый нанофосфильный мел с прослоями литокластических рудстоунов, конгломератов интерпретируемых, как обломочные потоки, нанофосфильные аргиллиты с биокластами, серый нанофосфильный мел с микритом.

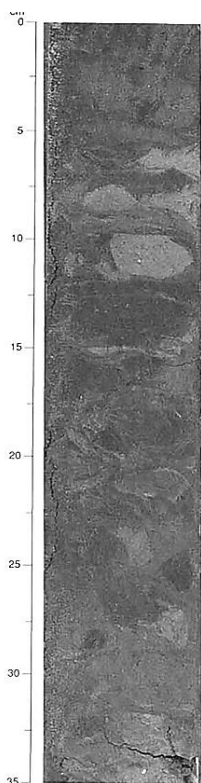


Рис. 1. 621. Биокластический рудстоун - зернистый известняк пачки 3. Обломки, темноокрашенного галечной размерности глинистого нанофосфильного мела, равномерно распределённые в матрице нанофосфильного мела.

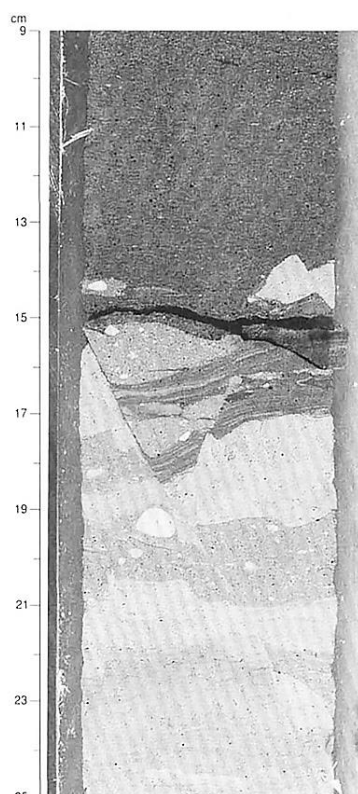


Рис. 1. 622. Две системы микроразломов, обусловленные двумя полями стресса двух деформационных событий – пачка 6.

Пачка 4 – (интервал 535,5-715,0 м) – нижний плиоцен - верхний миоцен – фораминиферовый нанофоссильный мел с биокластами, глинистый нанофоссильный мел с фораминиферами. Биокластические фораминиферовые ракушняки с градиционной слоистостью. Интерпретируются, как обломочные потоки.

Пачка 5 – (интервал 715,0-795,7 м) – нижний плейстоцен - верхний миоцен – нанофоссильные аргиллиты, нанофоссильный мел. Несколько фораминиферовых пакстоунов.

Пачка 6 – (интервал 795,7-899,1 м) – верхний миоцен – нанофоссильный мел, известняк, и аргиллит. Следы глауконита и скелетные ракушняки. литокластические рудстоуны и ракушняки интерпретируются, как обломочные потоки.

Пачка 7 – (интервал 899-1011,0 м) – средний миоцен – присутствие мелководных производных платформенных галек и обломков с литокластическими рудстоунами, интерпретируемыми как обломочные потоки. Гальки и обломки представлены кораллиновыми водорослями, крупными бентическими фораминиферами, фрагментами кораллов.

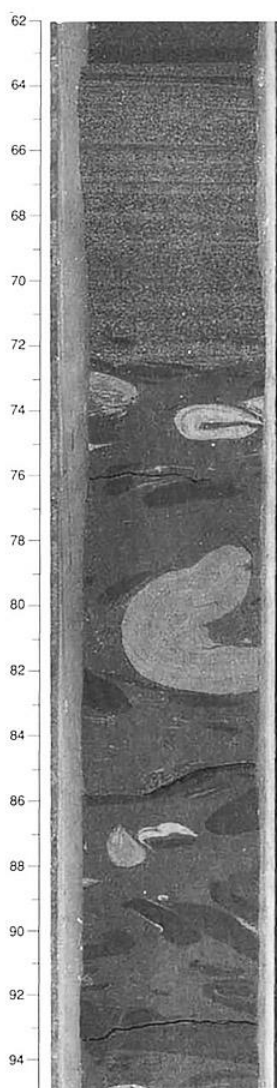


Рис. 1. 623 Обломочный поток песчаных ракушняков с обломками нанофоссильных известняков и глинистого мела пачки 6.

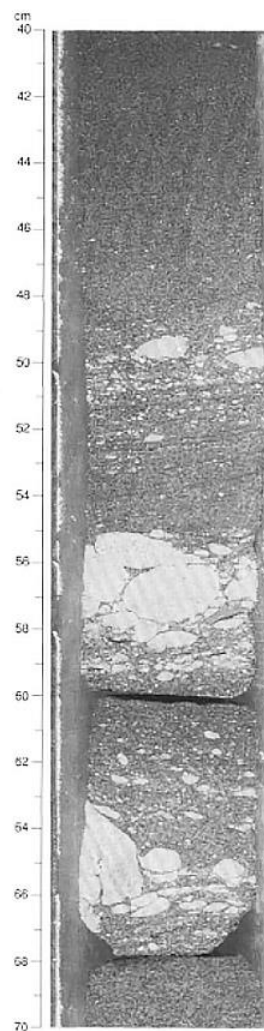


Рис. 1. 624. Микритовый фораминиферовый зернистый известняк с прослоями силикокластических песков, с округлыми гравийной размерности обломками известняков в основании. Несколько градиционных интервалов имеют конгломератные основания.

Скв. 824. Расположена на западном склоне плато Квинсленд западнее рифа Холмс. В разрезе скважины выделены семь пачек.

Пачка 1 – (интервал 0-105 м) – плейстоцен – пелагические илы и мел в верхней части и биокластические ракушняки, рудстоуны – в нижней.

Пачка 2 – (интервал 105-135,5 м) – плиоцен – пелагические известковистые аргиллиты с различным количеством микрофоссилий, микриты, мелководные биокласты и ракушняки.

Пачка 3 – (интервал 135,5-166 м) – плиоцен – белые и темно-серые плотно сцементированные биокластические рудстоуны и ракушняки. Крупные фрагменты кораллов, кораллиновых водорослей в биокластическом матриксе песчаной размерности.

Пачка 4 – (интервал 166-242,3 м) – средний - верхний миоцен – белые до светло-серых нанофоссильные илы и мел с различным количеством биокластов, микрита и кальцита. Прослой, мелко и среднезернистых биокластических ракушняков с нанофоссилиями и микритом, содержат многочисленные мелководные компоненты.

Пачка 5 – (интервал 242,3-338,7 м) – верхний-средний миоцен – верхняя половина представлена переслаиванием белого фораминиферового мела и аллохтонных мелководных моллюсков, кораллов, кораллиновых водорослей, родолитов, бентических фораминифер. Нижняя половина сложена плотными скелетными ракушняками и рудстоунами с ветвистыми кораллами, моллюсками, эхиноидами и бентическими фораминиферами.

Пачка 6 – (интервал 339,7-401,9 м) – миоцен - верхний олигоцен – белые с бриоза доминирующие биокластические рудстоуны, с плохо сохранившимися кораллинами и фрагментами крупных фораминифер, кораллов - перекристаллизованных и сцементированных. Основание пачки – темные желтовато-коричневые плохо отсортированные кварц – биокластические песчаники в илистом матриксе. Молочный и прозрачный кварц округлый и угловатый, обычен в переработанных черных филлитовых обломках.

Пачка 7 – (интервал 401,9-431 м) – возраст не известен, глубоко выветрелый оранжевый до коричневого реголит, перерывающий черные темно-серые филлиты и кристаллические сланцы с линзами кварцитов, и мелкокристаллических метавулканических пород.

Скв. 826. Расположена на юго-западной окраине плато Марион в 1,5 милях к югу от скв. 816.

Пачка 1 – (интервал 0-98 м) – то же что и в пачке 1 скв. 816.

Пачка 2 – (интервал 98-250 м) – средний миоцен – частично или полностью доломитизированные биокластические рудстоуны. Бентические фораминиферы обычны.

Литология основания, вскрытого в скважинах 824 и 825, указывает на его значительное сходство с формацией Ходжкинсон – главной тектонической структурой ордовика - девона провинции Ходжкинсон северного Квинсленда. Предположительно девонская Ходжкинсон формация, представленная на континенте западнее плато Квинсленд, в скважинах представлена монотонно кливажированными граувакками, аргиллитами, сланцами с турбидитовыми структурами. Эти породы пересекаются палеозойско-мезозойскими дайками, большинство которых экстенсивно изменены. Данные скв. 824 и 825 позволяют предполагать, что складчатый пояс Тасмании много шире, чем считается, и плато Квинсленд его основание, может быть сложено этими породами.

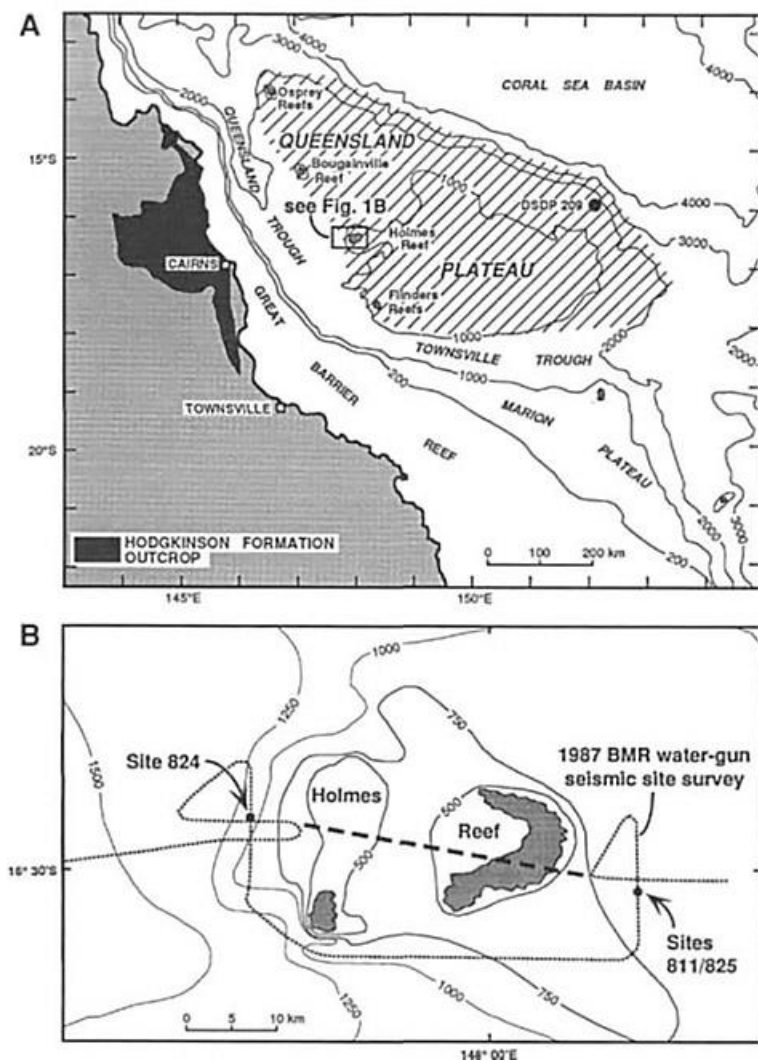


Рис. 1. 625. Карта главных физиографических элементов северо- западной Австралийской окраины. На рис. А. черным цветом показано размещение формации Ходжкинсон на континенте. В. риф Холмс в западной части плато Квинсленд с размещением скважин 824 и 825. Штриховой линией показана линия разреза на след рис.

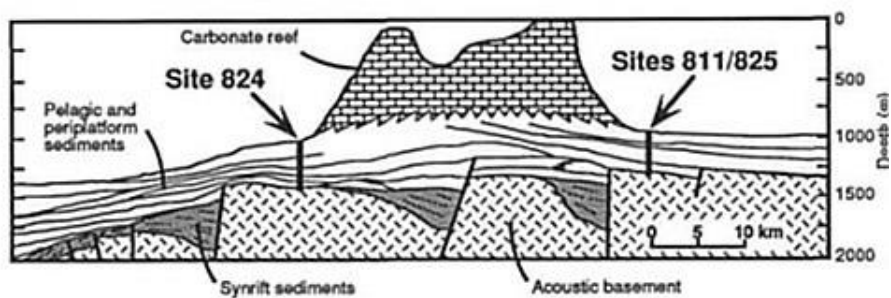


Рис. 1. 626. Схематический разрез, показывающий скв. 824 и 825.

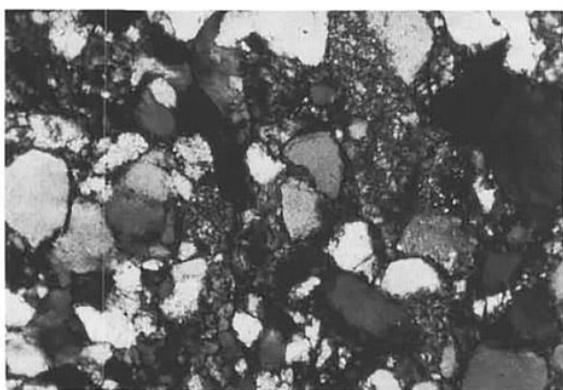


Рис. 1. 627. Скв. 825. Плохо отсортированные зерна кварца, полевого шпата и изверженных пород в грубозернистом метапесчанике.

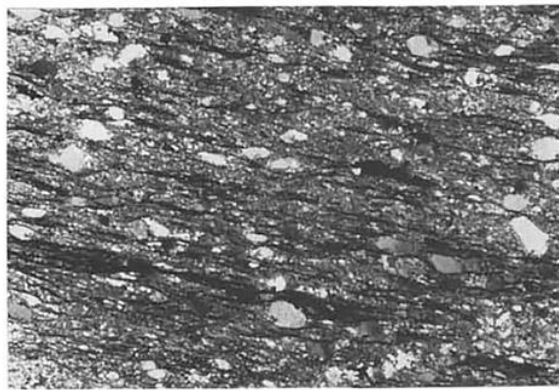


Рис. 1. 628. Скв. 824. Кварц-мусковитовый кристаллический сланец.

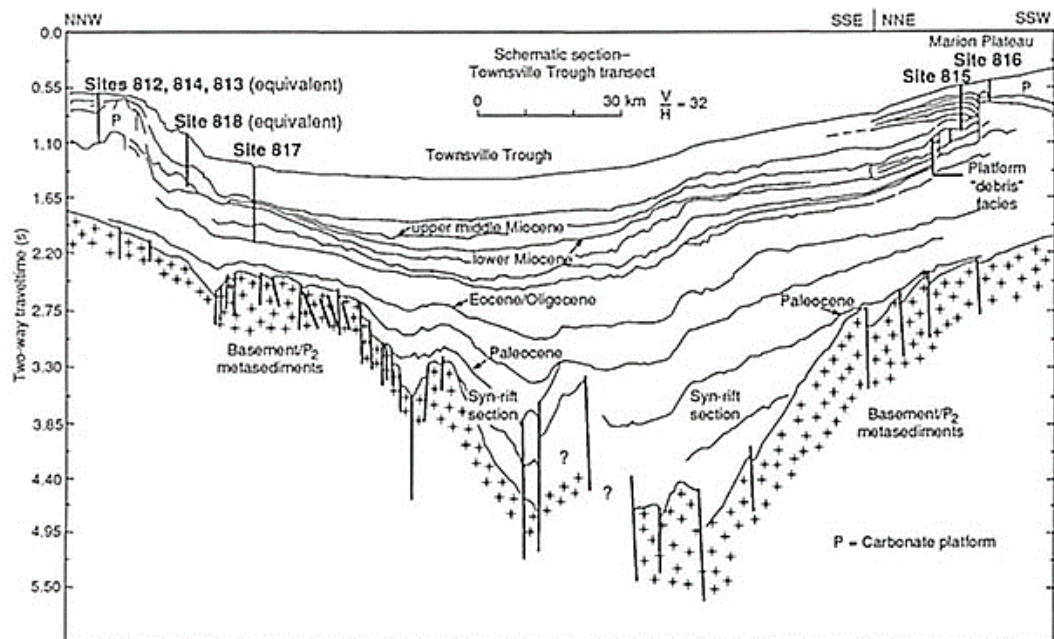


Рис. 1. 629. Разрез, показывающий батиметрические взаимоотношения трансекта скважин с трогом Таунсвилл.

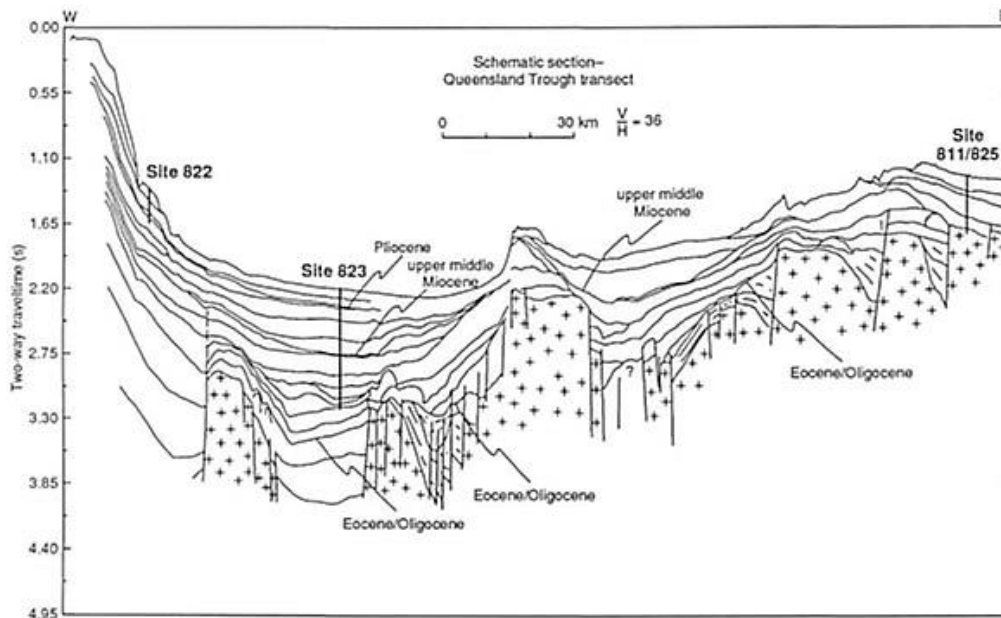


Рис. 1. 630. Разрез, показывающий батиметрические взаимоотношения трансекта скважин с трогом Квинсленд.

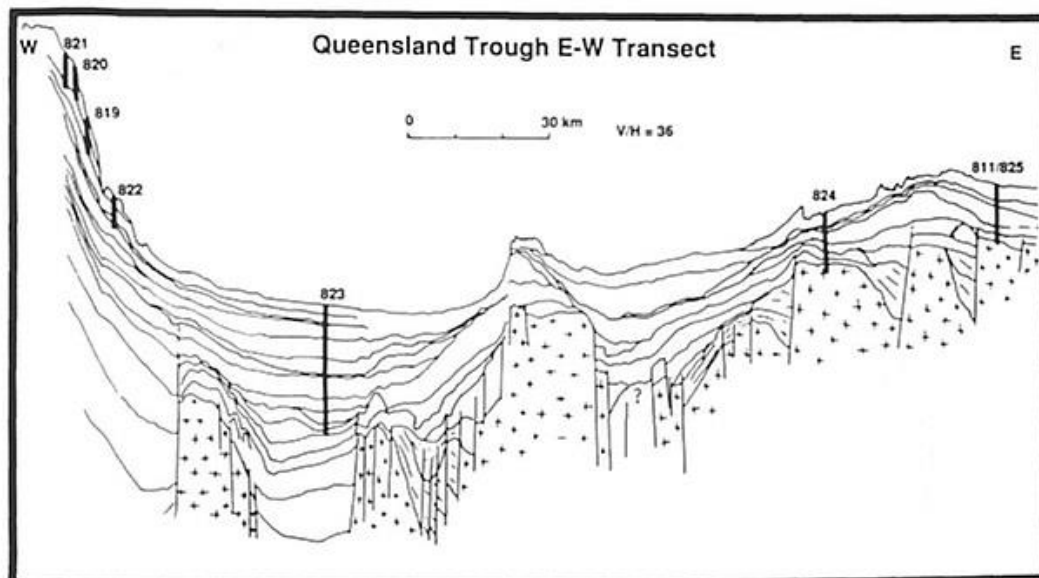


Рис. 1. 631. Разрез через трог Квинсленд.

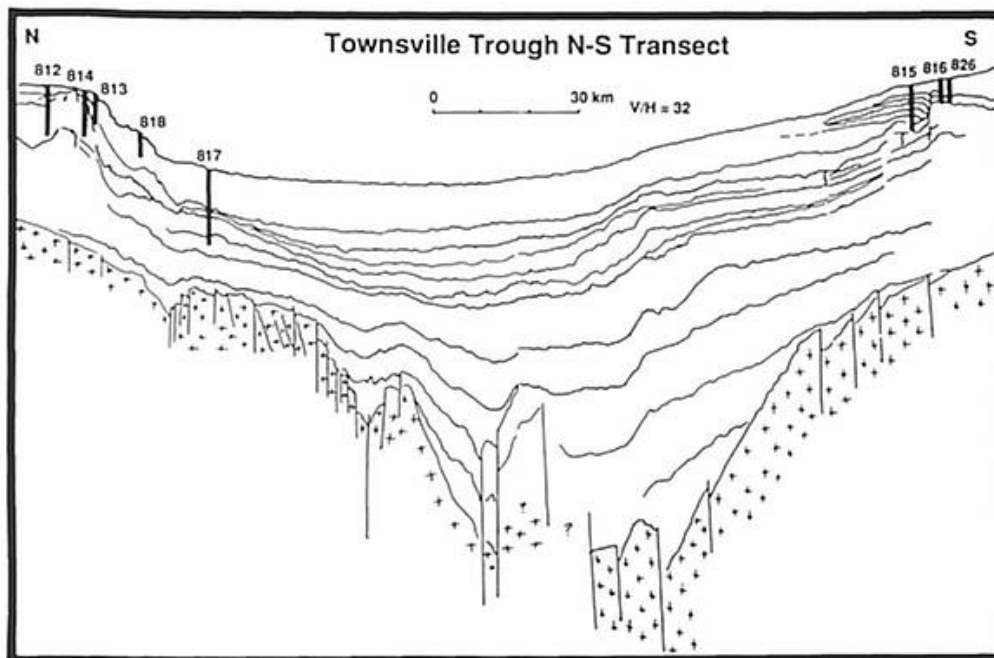


Рис. 1. 632. Разрез через трог Таунсвилл.

Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии, позволяет определенным образом, прокомментировать эти результаты.

История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические, (тропический климат), и литологические (устойчиво карбонатное осадконакопление) особенности, проявленные в целом в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические – батинальные условия проявлялись в относительно короткий период – накопление нанофоссильных илов – в голоцене-плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах пробуренных скважин может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении – несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в скв. 824 и 825 континентального основания палеозойских (ордовик-девон) сланцев формации Ходжкинсон. В верхней части разреза этих сланцев бурением вскрыта континентальная кора выветривания – реголит, продукты разрушения которой отмечаются в вышележащих мелководных карбонатных отложениях. Все это свидетельствует о том, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов, в данном случае, остается не ясной.

Рейс 341 Южная граница Аляски. Взаимодействие тектоники, климата и седиментации. Jaeger, J. M., Gulick, S. P. S., LeVay, L. J., and the Expedition 341 Scientists Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Volume 41//doi:10. 2204/iodp. pr. 341. 2014

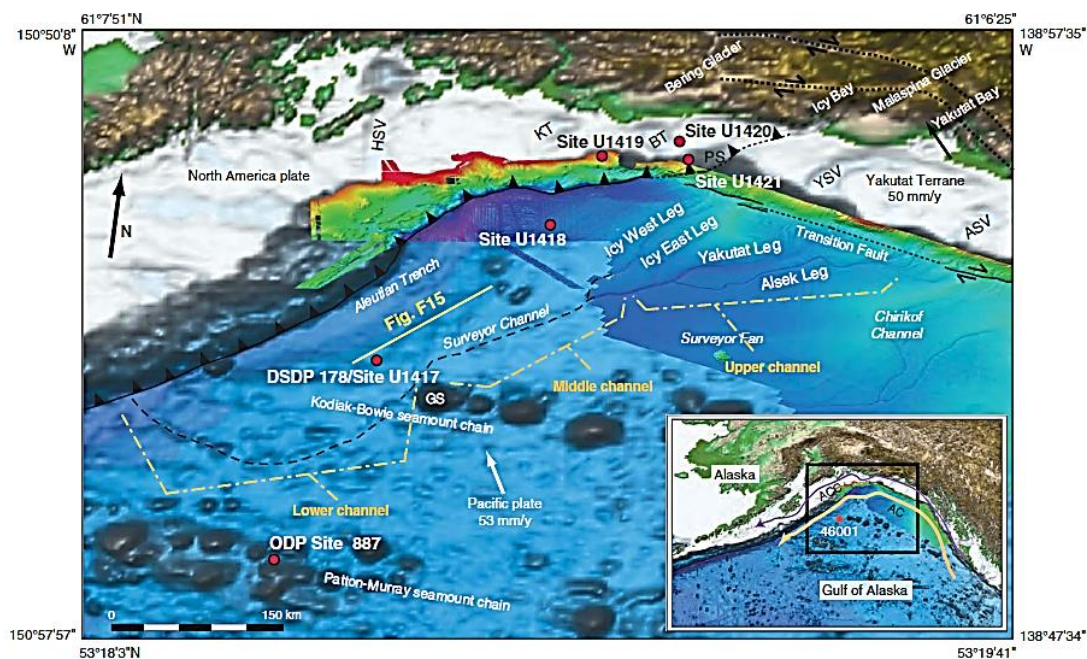


Рис. 1. 633. Размещение скважин рейса 341.

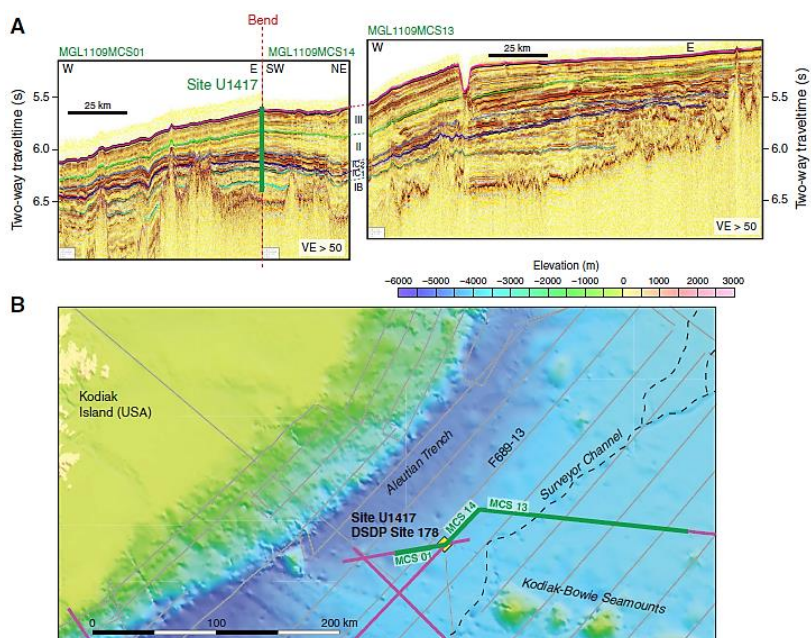


Рис. 1. 634. Линии сейсмических профилей и сейсмические профили в районе заложения скв. U1417

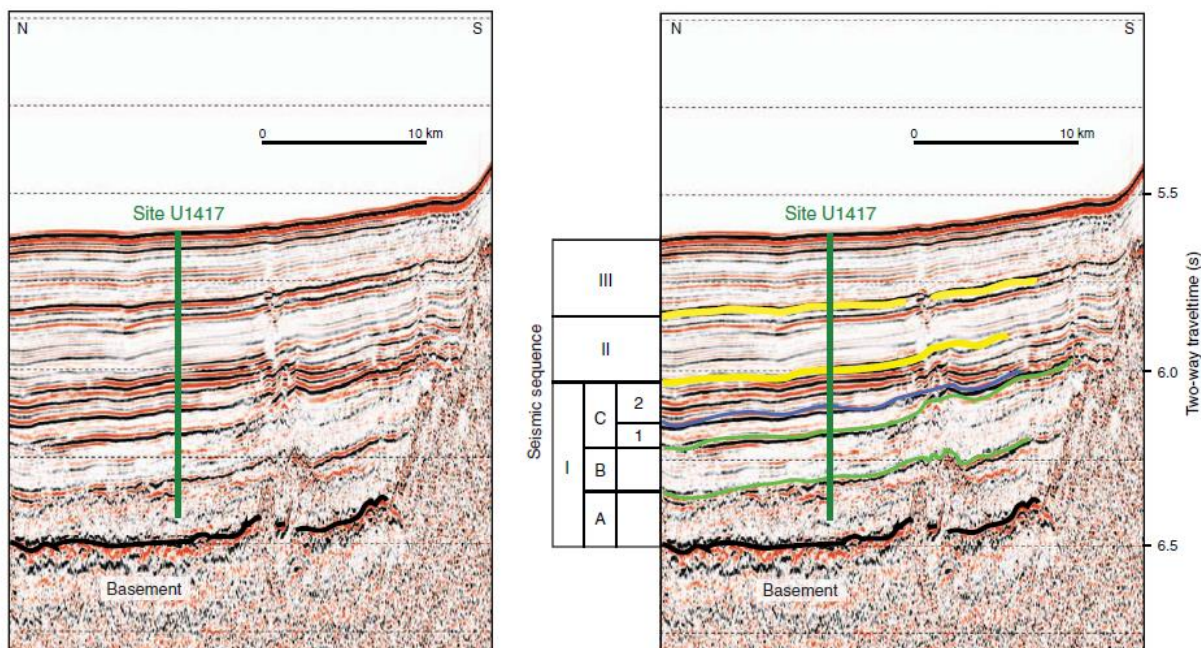


Рис. 1. 635. Сейсмические профили в районе заложения скв. U1417.

Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска, на расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Здесь пробурено пять скважин на глубины от 168. 0 м до 709. 5 м. Осадки, вскрытые скважиной, разделены на 17 фаций. В разрезе выделены пять пачек, разделенных на субпачки.

Пачка 1а – (интервал 0-78 м) – голоцен - средний миоцен – субпачка 1А представлена темно-серым илом с подчиненными прослоями вулканического пепла мощностью до 4 см. Обычны изолированные обломки галечного размера аргиллита и метааргиллиты, с подчиненным количеством метабазальтов, гранитов и песчаников. Прослой диатомового ила – 20-40 см.

Пачка 1в – (интервал. 78,8-166,3 м) – средний плейстоцен – преимущественно диатомовые илы: более обычны одиночные гальки и прослой песков – 2-4 см, вулканический пепел менее.

Пачка 2 – (интервал 166,3-263,5 м) – плейстоцен – чередование прослоев 1-5 см песков и алевроитов. Пески и алевроиты присутствуют в иле в интервалах от 1 до 15 см. Вулканический пепел в восьми прослоях. Диатомовые интервалы в илах, как и в пачке 1.

Пачка 3 – (интервал 263,5-296,6 м) – плейстоцен – пачка ограничена первым и последним появлением илистых диамектитов, чередующиеся с прослоями илов. Диамектитовые интервалы содержат гравийной размерности угловатые и субугловатые обломки в илистой массе. Обломки - аргиллиты и метапесчаники с подчиненным количеством базальтов.

Пачка 4 – (интервал 296,6-335,1 м) – поздний плиоцен – темно-серый ил и обогащенный глиной ил. Одиночные обломки отсутствуют.

Пачка 5 – (интервал 335,1-394,3 м) – плиоцен- миоцен – преобладают илы, с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Выделены пять субпачек; в субпачках 5А С Е, присутствуют песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками, размером до 3 см, и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах – метаморфические слабо метаморфизованные аргиллиты, метааргиллиты и базальты.

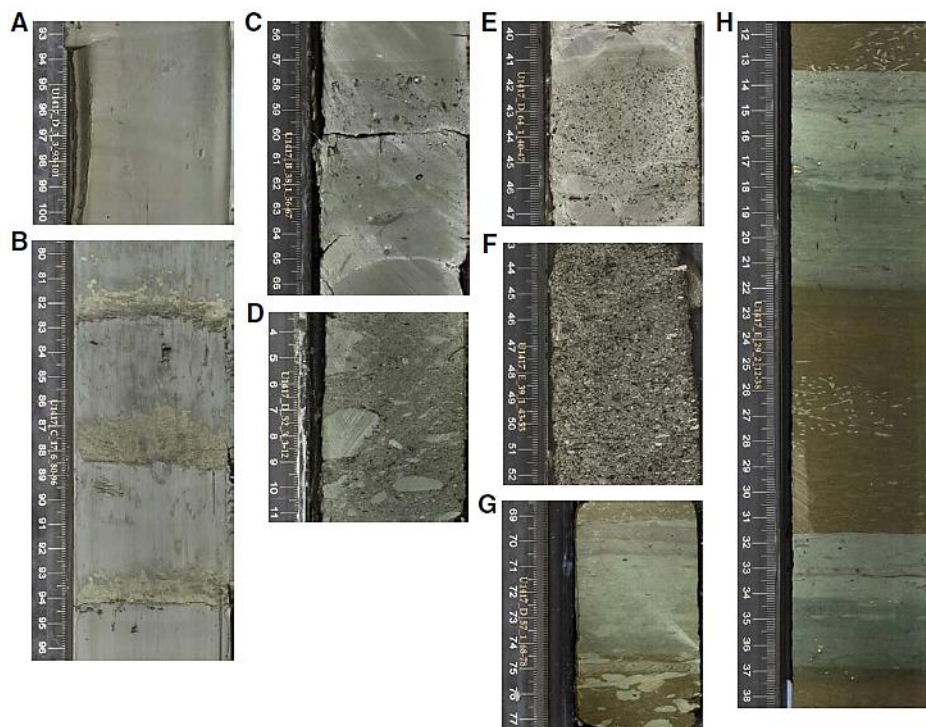


Рис. 1. 636. А. Темно-серый ил пачки 1. В - Чередующиеся пески и ил; в песке градационная слоистость. С - илистый диамектит с увеличением вверх субугловатых и угловатых обломков. Д - илистый и песчаный диамектит. Е - илистый и песчаный диамектит с многочисленными угольными обломками. F – илистый и песчаный диамектит с органическими компонентами. G – биотурбированный диатомовый ил. Н - пестроцветный и биотурбированный диатомовый ил.

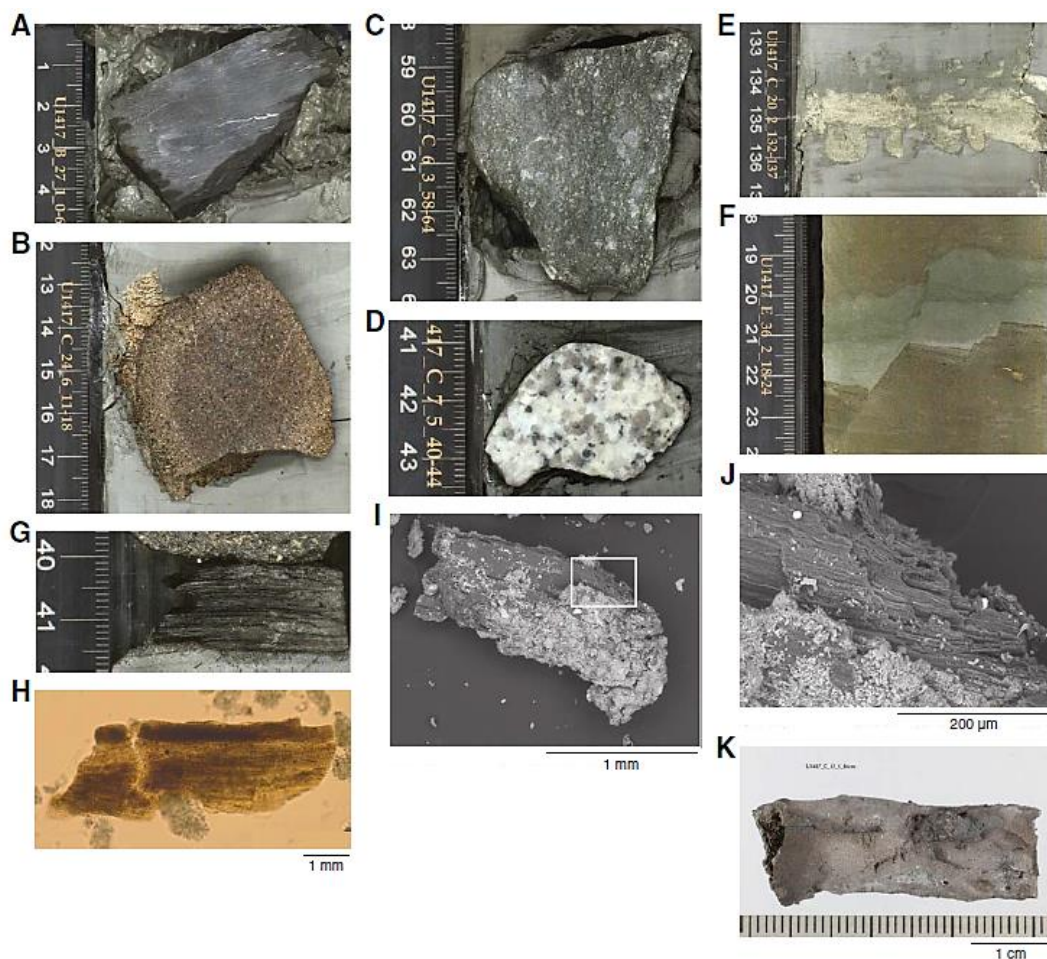


Рис. 1. 637. Одиночные камни (Lonestones) и деформационные структуры. А – Аргиллитовый одиночный камень. В – песчанниковый Lonestones. С – метабазальтовый Lonestones. D – гранитный Lonestones. Е – основание нормально градационного слоя. F – нормальный разлом в диатомовом иле. G – древесный фрагмент в основании илистого и песчаного диамектита. H – микроскопическое изображение древесного фрагмента. J – деталь древесного фрагмента, показанная на I. K – пиритизированная трубка.

Скв. U 1418. Глубина 3703 м на слабо поднятом участке проксимального Сурвейер фана, между Алеутским желобом и каналом под названием Берингов канал, который продолжается в желоб. Канал расположен в основании континентального склона. Литостратиграфия основана на выделении четырех главных литологических пачек, контакты между которыми в скважине градационные.

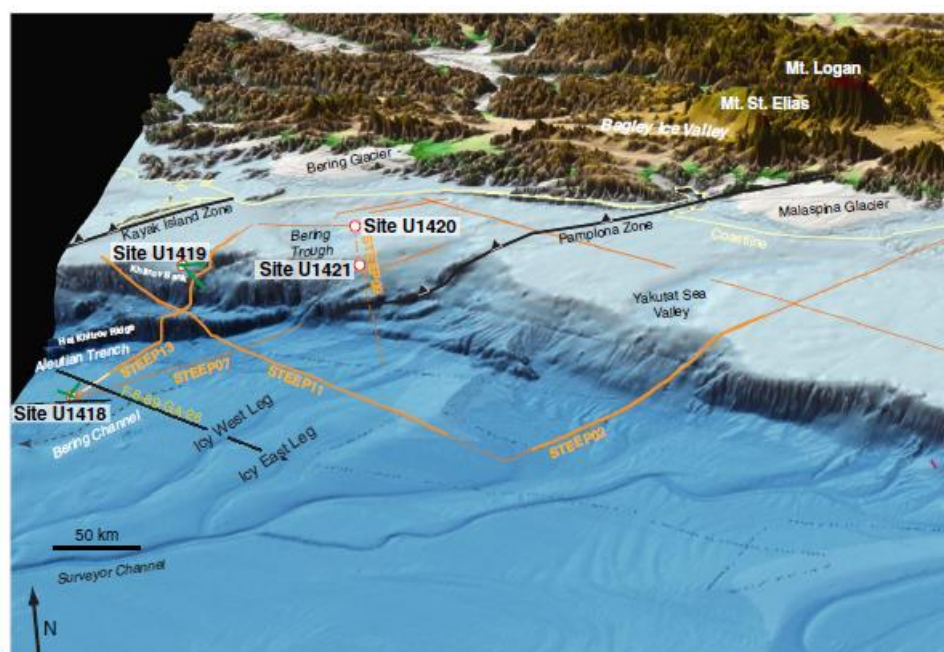


Рис. 1. 638. Расположение скв. U 1418.

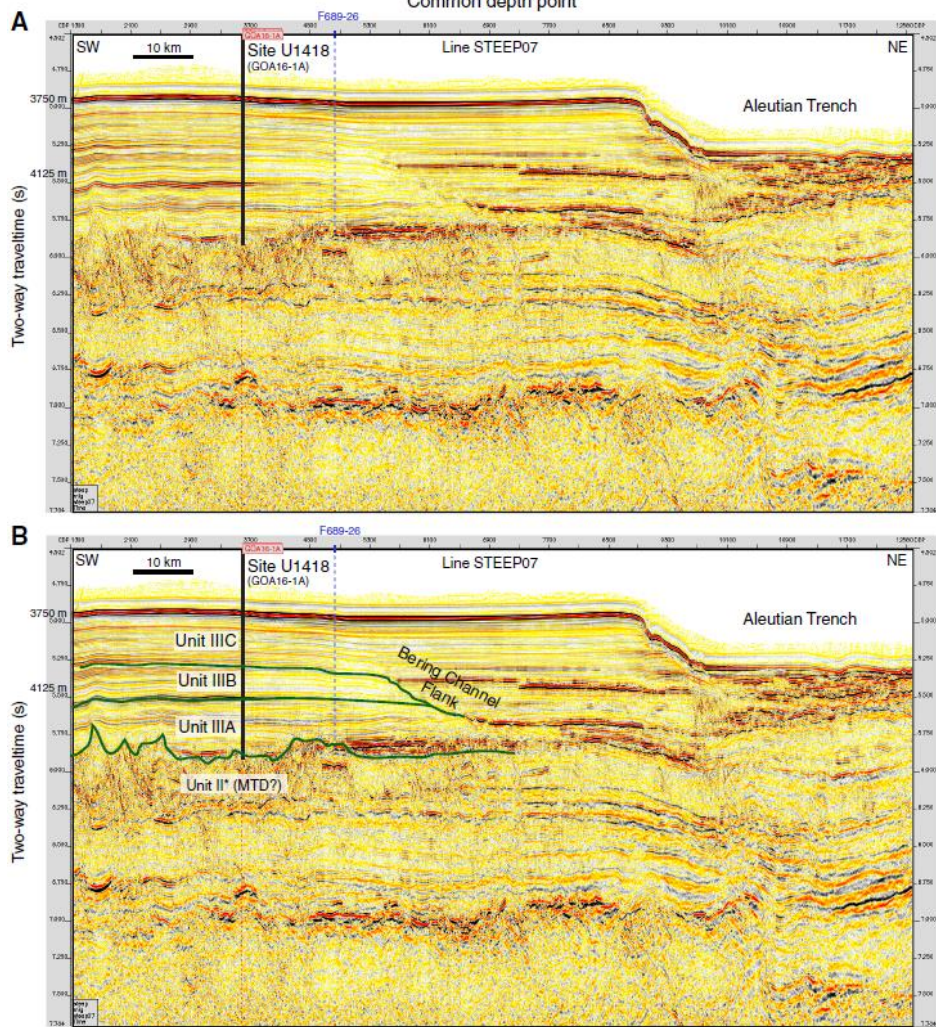
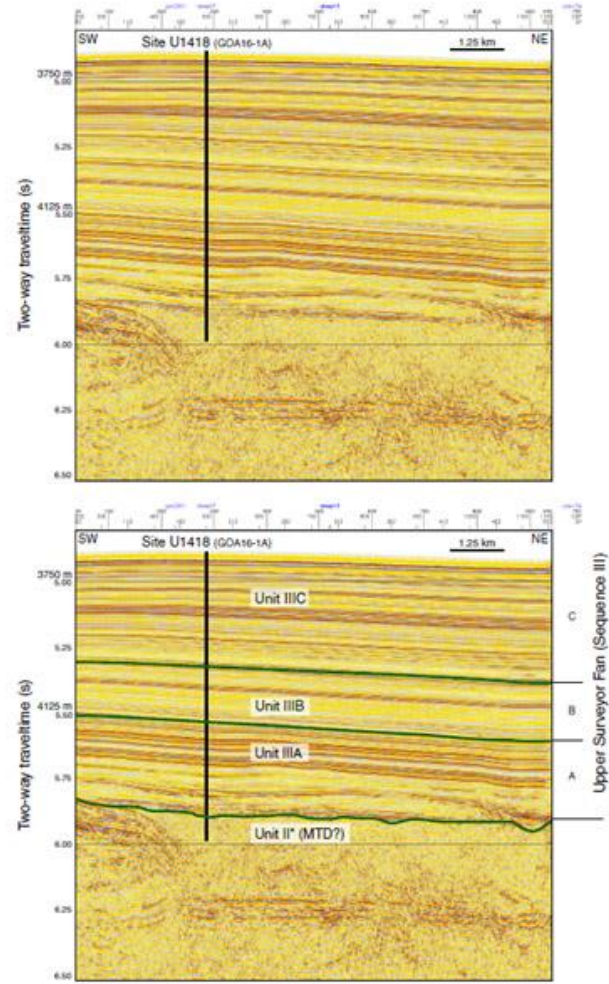
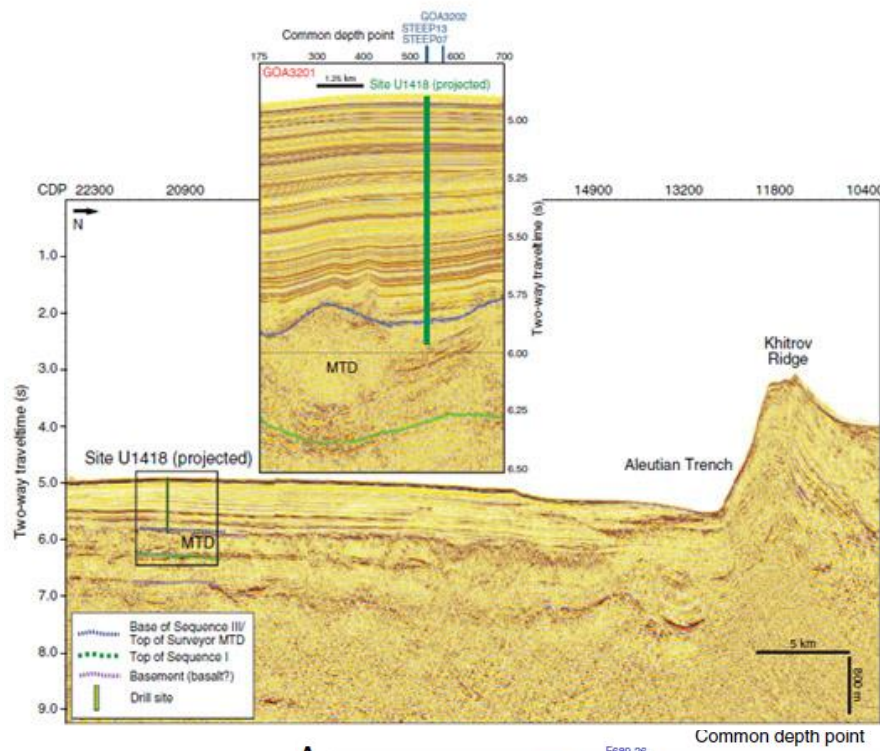


Рис. 1. 639. Сейсмические профили района заложения скв. U 1418.

Пачка 1 (интервал 0-209,9 м) – средний плейстоцен-голоцен – илы, переслаивающиеся с алевроитами с интервалами мощностью 15,5 м. Прослой алевроитов менее 5 мм и присутствуют группами от 5 до 34 полос в различных участках илов. Диатомовые илы присутствуют в двух интервалах 100 и 200 м. Градационные прослой песков с резким нижним контактом. Присутствуют два прослоя пепла и вулканокластического ила. Эратические (Lonestones) обломки представлены аргиллитами, метаосадками и изверженными породами.

Пачка 2 – (интервал 279,4-334,6 м) – средний плейстоцен – преобладают илы с интервалами диамектитов мощностью от нескольких см до 1 м. Мощность пачки 2 54,6 м, и эта пачка подразделена на четыре субпачки по соотношениям диамектитов и илов. Контакты градационные, прослой песков и эратических обломков. В нижней части разреза появляются грубообломочные пески и гравий.

Пачка 3 – (интервал 803,3-919,6 м) – ранний плейстоцен – преобладают илы с тонкими прослоями песчаников. Два 10 см прослоя диамектитов, вулканокластических илов.

Пачка 4 – (интервал 916,6-941,4 м) – плейстоцен – илы с илистыми диамектитами с конседиментационными деформациями. Контакты между главными разновидностями пород градационные. Редкие эратические обломки. Обломки в диамектитах – аргиллиты, базальты, песчаники, гранитоиды и известняки. Редко габбро, кварциты, кремни, риолиты, гнейсы и диориты.

1.6.2. Обсуждение результатов бурения

Материалы глубоководного бурения в пределах окраин континентов - континентальных окраин, так же, как и материалы бурения по Восточно-тихоокеанскому поднятию – не велики и ограничены отдельными рейсами окраины Антарктиды – Море Росса – рейс 28; окраинами Новой Зеландии рейс 29, окраинами северной Австралии рейс 133, калифорнийской окраины рейс 63 и окраины Аляски – рейс 341. Рассмотрим материалы бурения последовательно с южной Антарктической окраины до окраины Аляски.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида). Наиболее полный разрез получен в скв. 270 рейса 28. Основание осадочного разреза: – брекчия - олигоцен. Основание: мрамор – кальцит – силикатные гнейсы – ранний палеозой? Выше метаморфического основания разреза вскрыта – олигоцен – осадочная брекчия с хорошо выраженным реголитом, верхние 3 м которого интенсивно изменены и сменяются вниз неизменной брекчией, которая интерпретируется как реголит. Контакт с пачкой 4 – резкий. Обломки в реголите по размерам варьируют от нескольких миллиметров до 50 см. Большинство обломков угловаты, но некоторые округлы. Большинство обломков светлые или темно-серые; кальцит, силикатные гнейсы, присутствуют биотитовые и роговообманковые лейкограниты, гранатовые лейкогнейсы и жильный кварц. Изменения – древнее выветривание. Интенсивность изменений увеличивается вверх и верхний 1 м сохраняет только тени полосчатости обломков. Основание – ранний палеозой? – мраморы и известковистые гнейсы. Осадочная брекчия залегает несогласно на серых полосчатых мраморах и кальцит – силикатных гнейсах. Породы интенсивно трещиноваты и местами катаклазированы. Угол залегания составляет 2-3°. Метаморфическое основание перекрывается осадочной брекчией мощностью 25 м, сложенной плохо отсортированными обломками гранитных и метаморфических пород. Эти породы накапливались в отложениях талуса в процессе солифлюкции из близлежащего поднятия фундамента. Источник материала похож на породы основания Земли Виктории, кальцит - известковистые породы похожи на раннепалеозойские (?) группы Скелетон, вблизи пролива Мак-Мердо. Результаты бурения скв. 270 показывают, что регион не был грабеновой депрессией, заполненной осадками Векон и не являлся рифтовой депрессией, заполненной вулканическим материалом (реголит), сформированным на осадочной брекчии. Это позволяет считать его субаэральным, а также предположить сравнительный подъем уровня моря или формирование коровой депрессии (1000 м), что могло происходить в раннетретичное время. Известковистые метаморфические породы

континентального типа кристаллического основания были вскрыты бурением в скв. 270 на юге центральной части моря Росса. Известковистые гнейсы основания – метаморфизованы в амфиболитовой фации и могут коррелироваться с известковистыми метаосадочными породами раннего палеозоя (?) группы Шеклтон, вблизи пролива Мак-Мердо. Выше кристаллических пород основания залегает 25 метров грубозернистых, плохо отсортированных пород осадочной брекчии, верхние 3 м, которой сложены глубоко выветрелым реголитом. Реголит с несогласием перекрывается мощной последовательностью гляциомаринных отложений олигоцена и более молодых. Брекчия интерпретируется как, возможный, талус солифлюкционных отложений, полученных из близ расположенных топографических поднятий кристаллического основания. Многочисленные фрагменты мраморов и известково-силикатных гнейсов, фрагменты очень изменчивых гранитов и других метаморфических пород в брекчии, похожи на породы прибрежной части юга земли Виктории, вблизи пролива Мак-Мердо. Осадочные породы похожи на породы девона и юрской супергруппы Бекон, а мафические породы похожи на юрские долериты группы Феррара. Реголит, сформированный на брекчии, считается субаэральным.

Континентальная окраина Новой Зеландии была изучена бурением **рейса 29** на плато Кемпбелл.

Скв. 275. Глубина 2837 м. Проходка 62 м. Скважина расположена в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунти. Основание разреза-поздний мел. В разрезе скважины выделены две пачки. Квартер – палево-желтые, оливковые песчано-алевритовые радиолярово-диатомовые илы с не сломанными диатомеями, радиоляриями, спикулами губок и силикофлагеллатами. Обломочные фракции – хорошо сортированные алевритовой и песчаной размерности, присутствуют угловатые обломки кварца, фрагментов пород, включая сланцеватые и осадочные породы, коричневые глауконитовые пеллеты с окисленной каймой, биотит, хлорит, мусковит полевые шпаты, каолин и монтмориллонит. Глауконит – детритовый и его окисленная кайма означает переработку. Считается, что осадки пачки 1 накапливались в более мелководных условиях, чем они находятся сегодня. Поздний мел - массивные полулитифицированные глинистые аргиллиты. Верхние 1 м – сходны с пачкой 1, ниже темноокрашенные массивные, практически без окаменелостей, темно-коричневые мелко обломочные пески с глауконитом и органическим углеродом. Присутствуют сломанные радиолярии, диатомеи и спикулы губок. Детритовый материал сходен с пачкой 1, но более грубый и окрашен гидроокислами железа. Пачка 2 сходна с формацией Гарден Ков – поздний мел - палеоцен – острова Кемпбелл, расположенного в 600 км к западу - юго-западу. Здесь, формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт, сходных со сланцами пачки 2.

Скв. 277. Глубина 1214 м. Проходка 472. 5 м. Основание осадочного разреза - средний палеоцен. Скважина заложена между Оклендом и островом Кемпбелл. Отложения скв. 277 коррелируются с формацией известняков Такер Ков острова Кемпбелл, которая датируется олигоценом - ранним эоценом.

Наиболее детально изучена (бурением в рейсе 133.) Северо-Австралийская окраина, расположенная между Большим Барьерным рифом на западе и бассейном Кораллового моря - на северо-востоке.

Скв. 811/825. Скв. 811. Глубина 947. 9 м. Проходка 392 м. Размещена в пределах западной окраины плато Оклэнд в 3. 5 милях от рифа Холмс. В разрезе скв. 811 выделены семь пачек.

Пачка 6 – (интервал 408,5- 453 м) – средний эоцен - нижний миоцен-, возможно, верхний олигоцен – белые и палево желтые до желтых с розоватыми прослоями хорошо отсортированные ракушняки и пористые ракушняки с кораллиновыми водорослями, эхиноидами, моллюсками и небольшими ветвистыми кораллами. Условия осадконакопления – субтропические воды во внутреннем неритовом шельфе. Осадки представляют трансгрессивные фации, перекрывающие континентальное основание.

Пачка 7- (интервал 453-466. 3 м) возраст не известен; основание представлено темно-серыми пористыми сланцеватыми хорошо литифицированными мелкозернистыми кварц-полевошпат мафическими, метаосадочными или метавулканическими породами, содержащими более крупнокристаллические зоны, сложенные кварцем и полевым шпатом. Рассеянные прожилки кварца и полевого шпата.

Скв. 824. Расположена на западном склоне плато Квинсленд западнее рифа Холмс. В разрезе скважины выделены семь пачек.

Пачка 6 – (интервал 339,7-401,9 м) – миоцен - верхний олигоцен – белые с бриоза доминирующими биокластические рудстоуны, с плохо сохранившимися кораллинами и фрагментами крупных фораминифер, кораллов, перекристаллизованных и цементированных. Основание пачки – темные желтовато-коричневые плохо отсортированные кварц биокластические песчаники в илистом матриксе. Молочный и прозрачный кварц округлый и угловатый обычен в переработанных черных филлитовых обломках.

Пачка 7 – (интервал 401,9-431 м) – возраст не известен. Глубоко выветрелый оранжевый до коричневого реголит, перерывающий черные темно-серые филлиты и кристаллические сланцы с линзами кварцитов и мелкокристаллических метавулканических пород. Литология основания, вскрытого в скважинах 824 и 825, указывает на его значительное сходство с формацией Ходжкинсон – главной тектонической структурой ордовика-девона провинции Ходжкинсон северного Квинсленда. Предположительно девонская Ходжкинсон формация, представленная на континенте западнее плато Квинсленд, в скважинах представлена монотонно кливажированными граувакками, аргиллитами, сланцами с турбидитовыми структурами. Эти породы пересекаются палеозойско- мезозойскими дайками, большинство которых экстенсивно изменены. Данные скв. 824 и 825 позволяют предполагать, что складчатый пояс Тасмании много шире, чем считается и плато Квинсленд его основание может быть сложено этими породами.

Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет автору определенным образом прокомментировать эти результаты.

История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявленные, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батинальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене-плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в скв. 824 и 825 континентального основания палеозойских (ордовик-девон) сланцев формации Ходжкинсон. В верхней части разреза этих сланцев бурением вскрыта континентальная кора выветривания – реголит, продукты разрушения которой отмечаются в вышележащих мелководных карбонатных отложениях. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен

покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов, в данном случае, остается не ясной.

Рейс 63. Северо-восточная часть Тихого океана (континентальная окраина Калифорнии).

Скв. 469. Поднятие уступа Патон. Глубина – 3790 м: Пачка 3 – аргиллиты и туфы в верхней части (интервал 225-368,5 м), измененный диабазовый силл (368-387 м) и нанофоссильный мел с металлизированными осадками в нижней части (387-390 м). Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен. Пачка 4 – слой 0,1 м доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. Основание: пиллоу-базальты с фрагментами измененного стекла и редкими тонкими прослоями металлизированных осадков. Наиболее широко распространены коричнево-красный смектит, гидроокислы железа, кальцит. Верхние 30 м разреза базальтов содержат кремни, известняки в виде чередующихся прослоев. В базальтах – бурые гиалокластиты, считаются продуктами изменения базальтов. Базальт – пиллоу, базальты миндалекаменные, «среднеизмененные», в основном по трещинам, заполненным кальцитом и смектитом. Угловатые фрагменты базальтов – базальтовая брекчия цементируется кальцитом и матриксом смектита. Гиалокластиты – продукт изменения базальтов – мягкие, легко царапаются ногтем. Коричневое базальтовое стекло – продукт изменения базальта. Гиалокластиты и базальтовые брекчии обычны в нижней половине разреза базальтов.

Скв. 470. Континентальное подножие к востоку от острова Гваделупа. Глубина – 3549 м. Древнейшие осадочные породы: диатомовые наноилы и глинисто-доломитовый мел - средний миоцен. Основание: базальт. Пачка надбазальтовая – серый диатом-нанофоссильный ил и желто-коричневые до серовато-оранжевых глины, содержащие до 5 % кварца и фрагменты измененного вулканического стекла. Присутствуют гальки (1-8 см) аргиллитов, окаймленных оксидами марганца. В основании пачки прослой (6-9 см) серовато-коричневых доломитовых нанофоссильных илов, содержащих до 25 % доломитовых ромбов. Внутри базальтов прослой желтовато-серых известняков (<8 см), содержащих измененное базальтовое стекло (фрагменты). Верхние 80 см базальтов - представлены гиалокластической брекчией, сложенной угловатыми фрагментами базальтового стекла, цементируемыми светло-серой глиной (?). Базальты – серые; становятся коричневыми вдоль трещин и по краям. Миндалины – 2-3 % обычно заполнены кальцитом и минералами глин.

Рейс 341 Южная граница Аляски. Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска. На расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Здесь пробурено пять скважин на глубины от 168,0 м до 709,5 м. – Плиоцен – миоцен - преобладают илы и с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Выделены пять субпачек в субпачках 5А, С, Е, присутствуют песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками размером до 3 см и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах - метаморфические слабо метаморфизованные - аргиллиты, метааргиллиты и базальты. **Скв. U 1418.** Глубина 3703 м, пробурена на слабо поднятом участке проксимального Сурвейор фана, между Алеутским желобом и каналом под названием Берингов канал, который продолжается в желоб. Канал расположен в основании континентального склона. Литостратиграфия основана на выделении четырех главных литологических единиц, контакты между которыми в скважине градационные.

Литоология основания, вскрытого в скважинах 824 и 825, указывает на его значительное сходство с формацией Ходжкинсон – главной тектонической структуры ордовика - девона провинции Ходжкинсон северного Квинсленда. Предположительно девонская Ходжкинсон формация, на континенте западнее плато Квинсленд в скважинах представлена монотонно кливажированными граувакками, аргиллитами, сланцами с турбидитовыми структурами. Эти породы пересекаются палеозойско-мезозойскими дайками, большинство которых экстенсивно изменены. Данные скв. 824 и 825 позволяют предполагать, что складчатый пояс Тасмании

много шире, чем считается плато Квинсленд, и его основание может быть сложено этими породами. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов в данном случае остается неясной. Следует отметить, что, в рассмотренных окраинах Антарктиды, Новой Зеландии и Австралии, основание вскрытых разрезов представлено осадочными и метаморфическими породами, условно палеозойского возраста и в скважинах не вскрыто базальтовое основание. Характерно также формирование здесь процессов выветривания - свидетельство определенных климатических условий.

По-другому устроены окраины Калифорнии и Аляски с возрастом – миоцен и базальты, вскрытые скважинами, претерпевают заметные окислительные изменения, и присутствуют в виде измененных обломков в надбазальтовых отложениях.

Скв. 469. Поднятие уступа Патон. Глубина – 3790 м: Пачка 3 – аргиллиты и туфы в верхней части (интервал 225-368. 5 м), измененный диабазовый силл (интервал 368-387 м) и нанофосильный мел с металлизированными осадками в нижней части (интервал 387-390 м). Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен. Пачка 4 – слой 0,1 м доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. Основание: пиллоу-базальты с фрагментами измененного стекла и редкими тонкими прослоями металлизированных осадков. Наиболее широко распространены коричневый смектит, гидроокислы железа, кальцит. Верхние 30 м разреза базальтов содержат кремни, известняки в виде чередующихся прослоев. В базальтах – бурые гиалокластиты считаются продуктами изменения базальтов. Базальт – пиллоу, базальты миндалекаменные, «среднеизмененные», в основном по трещинам, заполненным кальцитом и смектитом. Угловатые фрагменты базальтов – базальтовая брекчия цементируется кальцитом и матриксом смектита. Гиалокластиты – продукт изменения базальтов – мягкие, легко царапаются ногтем. Коричневое базальтовое стекло – продукт изменения базальта.

Завершая характеристику разрезов скважин. пробуренных в пределах окраин континентов от Антарктики до Аляски прежде всего следует выделить две характерные особенности строения таких скважин: первая касается состава и возраста фундамента этих окраин и вторая времени заложения на этих окраинах перекрывающих их отложений. Так время формирования реголита кор выветривания в пределах моря Росс- олигоцен, а состав основания- метаморфические мраморы и известковистые гнейсы метаморфизованы в амфиболитовой фации и могут коррелироваться с известковистыми метаосадочными породами раннего палеозоя (?) группы Шеклтон вблизи пролива Мак-Мердо. В пределах континентальной окраины Новой Зеландии в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунтио основание разреза-поздний мел сходна с формацией Гарден Ков – поздний мел - палеоцен – острова Кемпбелл расположенного в 600 км западу-юго-западу. Здесь формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт. Таким образом сопоставляя основания разрезов Антарктиды и Новой Зеландии видно, что кристаллическое основание этих окраин представлено метаморфическими породами, а время формирования на не или педогенных или мелководных отложений варьирует от олигоцена (море Росса) до позднего мела – плато Кемпбелл. Наиболее детально изучена бурением в рейсе 133. Северо-Австралийская окраина, расположенная между Большим Барьерным рифом на западе и бассейном Кораллового моря – на северо-востоке. Здесь выше пачки основания вскрыты – миоцен- верхний олигоцен – белые с бриоза доминирующими биокластические рудстоуны с плохо сохранившимися кораллинами и фрагментами крупных фораминифер, кораллов – перекристаллизованных и сцементированных. Основание пачки- темные желтовато-коричневые плохо отсортированные кварц – биокластические песчаники в илистом

матрикс. Молочный и прозрачный кварц округлый и угловатый обычен в переработанных черных филлитовых обломках. Пачка 7 – 401,9-431 м – возраст не известен, глубоко выветрелый оранжевый до коричневого реголит, прерывающий черные темно-серые филлиты и кристаллические сланцы с линзами кварцитов и мелкокристаллических метавулканических пород. Литология основания, вскрытого в скважинах 824 и 825, указывает на его значительное сходство с формацией Ходжкинсон- главной тектонической структуры ордовика-девона провинции Ходжкинсон северного Квинсленда. Предположительно девонская Ходжкинсон формация, представленная на континенте западнее плато Квинсленд в скважинах представлена монотонно кливажированными граувакками, аргиллитами сланцами с турбидитовыми структурами Эти породы пересекаются палеозойско-мезозойскими дайками большинство которых экстенсивно изменены. Данные скв. 824 и 825 позволяют предполагать, что складчатый пояс Тасмании много шире, чем считается и плато Квинсленд его основание может быть сложено этими породами. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов в данном случае остается не ясной. Следует отметить, что в рассмотренных окраинных и Антарктиды, Новой Зеландии и Австралии основание вскрытых разрезов представлено осадочными и метаморфическими породами условно палеозойского возраста и в скважинах не вскрыто базальтовое основание. Характерно также формирование здесь процессов выветривания свидетельства определенных климатических условий.

По-другому устроены окраины Калифорнии и Аляски с возрастом – миоцен и базальты, вскрытые скважинами, претерпевает заметные окислительные изменения, и присутствуют в виде измененных обломков в надбазальтовых отложениях Скв. 469. Поднятие уступа Патон. Глубина – 3790 м. Пачка 3 – аргиллиты и туфы в верхней части (225-368,5 м), измененный диабазовый силл (368-387 м) и нанофоссильный мел с металлизированными осадками в нижней части (387-390 м). Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен. Пачка 4 – слой 0,1 м доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. Основание: пиллоу-базальты с фрагментами измененного стекла и редкими тонкими прослоями металлизированных осадков. Наиболее широко распространены коричневый смектит, гидроокислы железа, кальцит. Верхние 30 м разреза базальтов содержат кремни, известняки в виде чередующихся прослоев. В базальтах – бурые гиалокластиты считаются продуктами изменения базальтов. Базальт – пиллоу, базальты миндалекаменные, «среднеизмененные», в основном по трещинам, заполненным кальцитом и смектитом. Угловатые фрагменты базальтов – базальтовая брекчия цементируется кальцитом и матриксом смектита. Гиалокластиты – продукт изменения базальтов – мягки, легко царапаются ногтем. Коричневое базальтовое стекло – продукт изменения базальта Рейс 341 Южная граница Аляски. Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска. На расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Здесь пробурено пять скважин на глубины от 168,0 м до 709,5 м. Плиоцен- миоцен – преобладают илы и с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Выделены пять субпачек в субпачках 5А, С Е, присутствуют песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками размером до 3 см и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах- метаморфические слабо метаморфизованные-аргиллиты, мета аргиллиты и базальты. Скв. U 1418. Глубина 3703 м на слабо поднятом участке проксимального Сурвейор фана. между Алеутским желобом и каналом под названием Берингов канал, который продолжается в желоб. Канал расположен в основании континентального склона. Литостратиграфия основана на выделении четырех главных литологических единиц, контакты между которыми в скважине градиационные.

Таким образом, рассмотренные окраины континентов в большинстве своем сложены условно палеозойскими кристаллическими породами, подверженными процессам педогенеза. Это свойственно Антарктиде, Новой Зеландии и Австралии и время формирования отложений, перекрывающих основание преимущественно миоцен. В окраинах Северной Америки – Калифорнии и Аляски – основание – базальты, подвергшиеся окислительным изменениям и перекрывающие их преимущественно обломочные породы – олигоцен-миоцен – с обломками в том числе и базальтов.

1.7. Периконтинентальные моря

1.7.1. Результаты бурения

Для лучшего понимания истории развития Тихого океана и его отличий от других океанов автор предпринял далеко не однозначную попытку определить и принять характеристику отнесения ряда морей юго-восточной Азии к новой группе морей – периконтинентальных. По ряду особенностей состава и строения отличных от окраинноконтинентальных морей – задуговых пространственно и во времени ассоциированных с островными дугами и ограниченных с одной стороны окраинами евразийского континента, а с другой линейными структурами собственно островных дуг. Периконтинентальные моря рассматриваемые далее занимают промежуточное положение между континентом и океаном складываясь в виде собственно морей и внедренных в них или разделяющих их континентальных островных систем. Далее рассматриваются эти моря по результатам довольно немногочисленных скважин глубоководного бурения, которые отчетливо показывают их несхожесть с морями, расположенными в островодужных системах.

Рейс 124. Моря Целебес и Сулу, 1990 Rangin, C., Silver, E. A., von Breyman, M. T., et al, 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 124: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 124. 1990

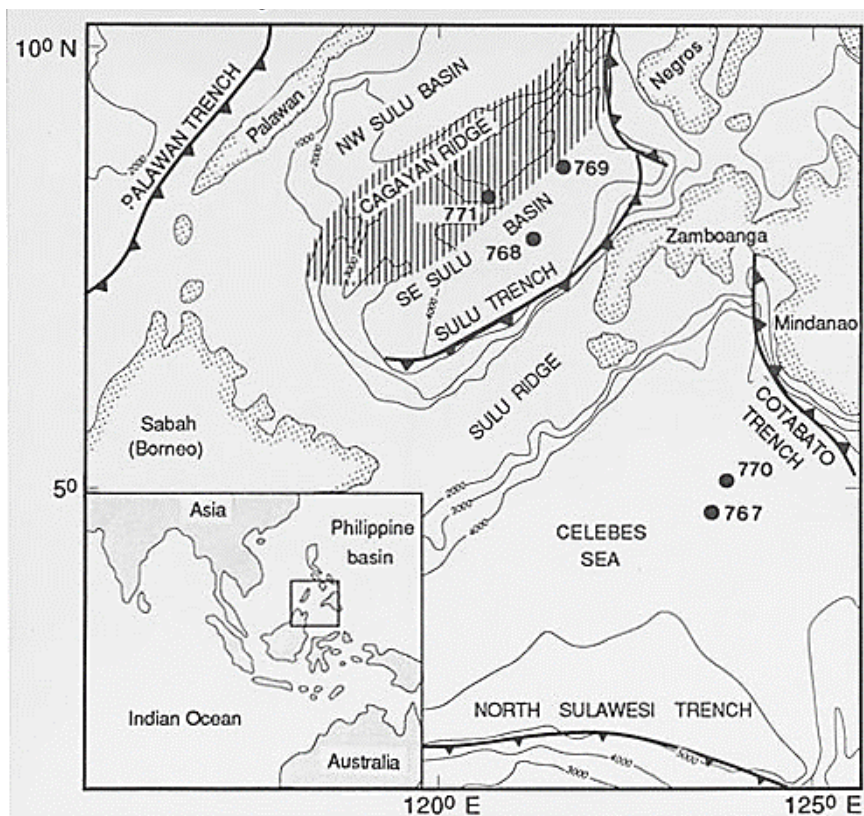


Рис. 1. 640. Схема расположения скважин рейса 124.

Скв. 770В, 770С. Глубина – 4990 м; проходка – 474,1 м.

Древнейшие осадочные породы: нанофосильный аргиллит – ранний олигоцен. Основание: базальт.

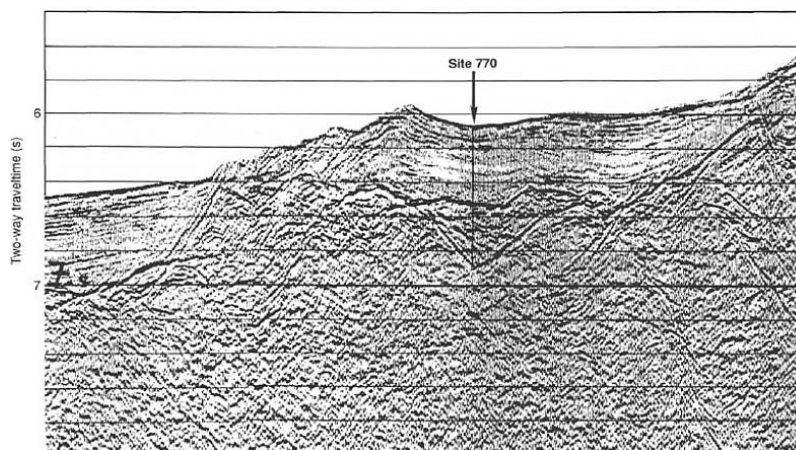


Рис. 1. 641. Сейсмический профиль района заложения скв. 770.

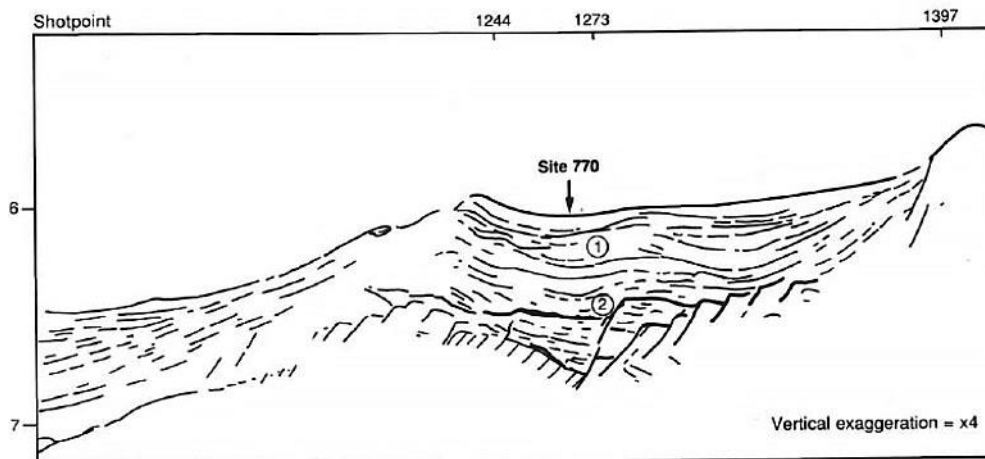


Рис. 1. 642. Интерпретации сейсмического профиля района заложения скв. 770.

Пачка 1 – миоцен-голоцен.

Пачка 2 – поздний эоцен - средний миоцен.

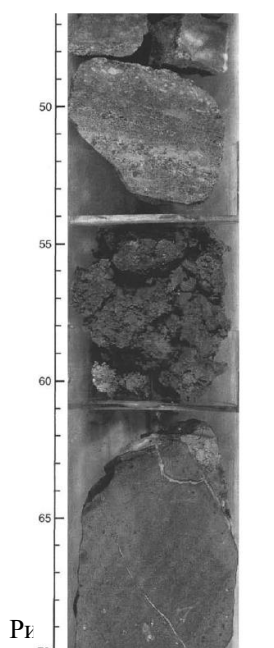
Пачка 2с – конец среднего эоцена - ранний олигоцен, мощность – 19,7 м. В верхней части разреза присутствуют коричневые аргиллиты с низким содержанием карбоната. Нижняя часть разреза, перекрывающая базальтовое основание, представлена песчанистыми глинами и аргиллитами. Присутствуют марганцевые микронодули (<1 мм). Песчанистые глины – желто-коричневые, палево-желтые. Песчаная фракция представлена округлыми и угловатыми агрегатами измененного стекла в глинистом матриксе. Аргиллиты основания разреза – коричневые с обломками глин (измененное стекло), фрагментов пород и редкими нанофоссилиями. Присутствует значительное количество радиолярий.

В целом, в скв. 770В и 770С мафические породы перекрыты красными глинами, которые содержат гиалокластические фрагменты.

В разрезе выделены 9 потоков, часть которых представлена пиллоу-лавами, брекчиями подушечных лав, брекчированными амигдалоидными лавами, массивными лавами, силлами.

В скв. 770В пробурено 53,18 м базальтов.

В первом потоке скв. 770В мощностью 18,42 м (кern 7 м) в его верхней части имеется 5 м полосчатой коричневой глины, содержащей гиалокластические фрагменты нижележащих базальтов. Верхняя часть миндалекаменных пиллоу-лав трещиновата и прожилкована, миндалины заполнены смектитом, лимонитом и кальцитом. Трещины (0,5-1 см) заполнены смесью зеленой и коричневой глин, с обломками стекла кальцита



Между базальтовым основанием (ниже 61 см) и песчаной глиной, содержащей измененное стекло (около 54 см).

и лимонита.

В скв. 770С поток 1 – верхний в базальтовом основании – представлен порфировыми базальтами и пиллоу-лавами, выше которых в керне присутствуют куски красной глины, что сходно с наблюдениями в скв. 770В, где такие глины перекрывают базальты, окрашенные в коричневато-серый цвет. Миндалины и трещины (0,5-1 см) заполнены зеленой глиной, кальцитом, а трещины – смесью фрагментов стекла, пород, кальцита и лимонита.

Скв. 767В, С. В этих скважинах базальты перекрываются красными глинами среднего эоцена. Глубина – 5655 м (скв. 767В), 4905 м (скв. 767С); проходка – 739 м (скв. 767В), 794 м (скв. 767С); керн – 585 м (скв. 767В); 44,67 м (скв. 767С).

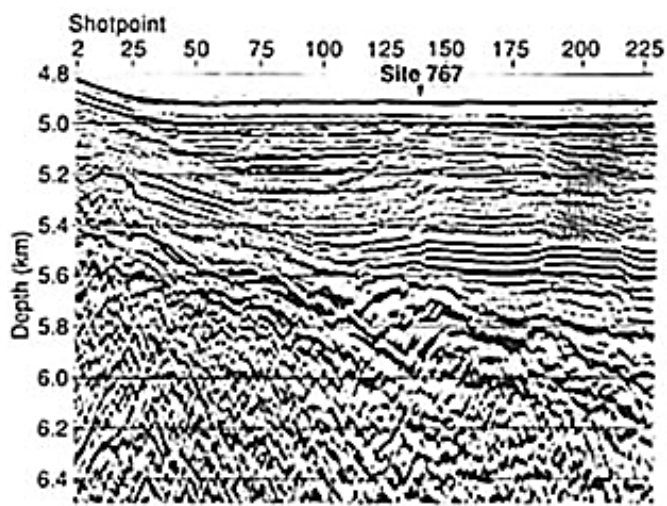


Рис. 1. 644. Сейсмический профиль района заложения скв. 767.

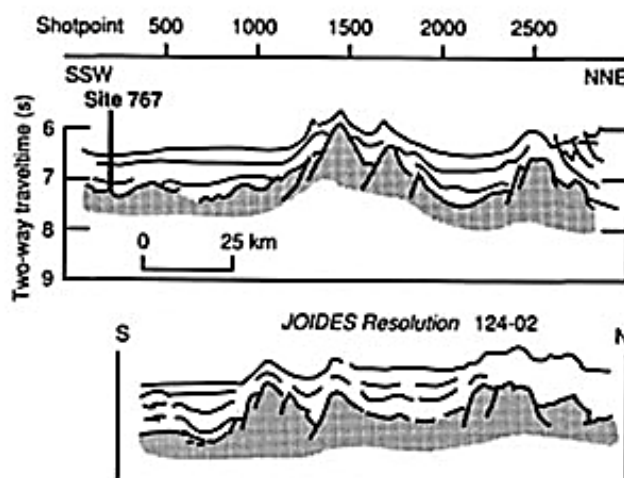


Рис. 1. 645. Интерпретация сейсмического профиля района заложения скв. 767.

Древнейшие осадочные породы: аргиллит – поздний олигоцен (скв. 767В); аргиллит – конец среднего эоцена (скв. 767С). Основание: базальт.

Надбазальтовая пачка 4 (интервал 406,5-484,4 м) – средний эоцен - ранний миоцен – сложена темно-серо-коричневым до красновато-коричневого аргиллитом, с микронодулями марганца (1 – 5 мм). Основной компонент – минералы глин с кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами (оксиды). В породах отмечается низкое содержание карбоната, присутствуют фораминиферы и редко радиолярии; присутствуют кости и зубы рыб. Пачка 4 перекрывает измененные базальты, хотя контакт в керне не обнаружен. Красные глины перекрывают базальт, но контактовые взаимоотношения не изучены. Пятнистая окраска базальтов отражает изменения структуры базальтов и подчеркивается их выветриванием. Мезостазис пород и порфировые выделения изменены в сильно окислительных условиях – смектит, иддингсит. Все породы верхней части разреза имеют желто-коричневый и оранжево-коричневый цвет, обусловленный развитием смектита и иддингсита по основной массе породы и зернам оливина и очень мелкими (<0,03 мм) оксидами железа, равномерно распределенными во всех образцах базальтов. Базальты, вскрытые в основании разреза скважины, слабо и средне изменены. Все породы миндалекаменны (<10%), миндалины заполнены коричневыми глинами, карбонатом, лимонитом, окрашивающим породу в целом. Отмечается повышенное количество щелочей в образцах измененных пород.

Скв. 771А расположена в подводном хребте Садауап. Глубина – 3174 м; проходка – 304,1 м; керн – 90 м.

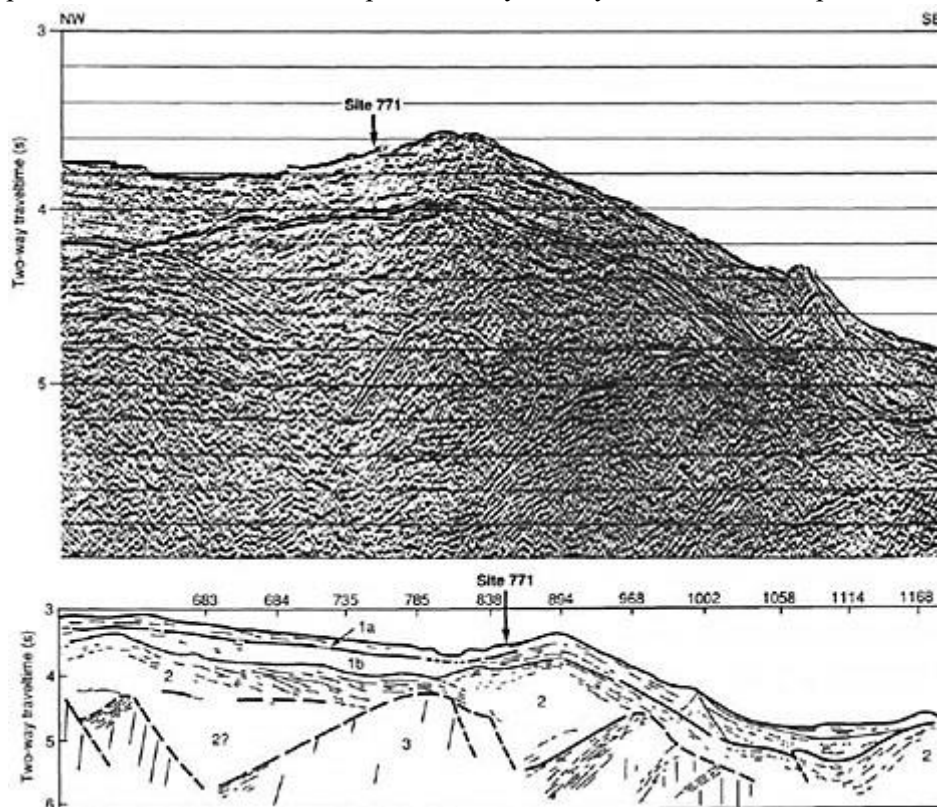


Рис. 1. 646. Сейсмический профиль района заложения скв. 771 (вверху);
внизу - интерпретация сейсмического профиля.

Древнейшие осадочные породы: нанофосфильный ил, мрамор - средний миоцен.

Основание: потоки базальтовых лав – конец раннего миоцена.

Пачка 1 (интервал 100 – 233,9 м) – середина миоцена - поздний плиоцен, нанофосфильная глина, мрамор. Верхняя часть – глины с прослоями турбидитов. По мере смещения вниз по разрезу возрастает количество карбонатного материала и одновременно возрастает количество биокластического материала (фрагменты фораминифер). Прослой глин могут представлять измененное вулканическое стекло. В основании – 2 м – переслаивание нанофосфильных мраморов, аргиллитов и туфо-аргиллитов с прослоями витрокластических туфов.

Пачка 2 (интервал 233,9-303,05 м) – начало среднего - конец раннего миоцена; сложена вулканокластическими слоями, подстилающими и перекрывающими потоки базальтовых лав. Известковистые аргиллиты рассматриваются как часть осадочного слоя, отлагавшегося в верхней части горизонта лапиллиевых пород. Около 1,5 м миндалекаменных базальтов вскрыто в верхней части пачки 2. Ниже базальтов (поток лавовый) залегают грубо тонкозернистые туфы. Ниже, вновь залегают лапиллиевые породы, с обломками пород (включая и андезиты) размером до 11 см; присутствуют экзотические обломки метаморфических пород. Породы пачки 2 интенсивно трещиноваты. Отмечено, что в туфах и лапиллиевых породах обломки пород нацело изменены – замещены желто-зеленым смектитом, оливин замещен оранжево-зеленым идингситом. Верхний поток базальтовой лавы (1,5 м) нацело замещен коричнево-зеленым смектитом. Образование вулканокластических пород – субаэрально или субмаринно – сопровождалось образованием осадков – потоков вулканического и вулканокластического материала, отлагавшегося со склонов вулкана.

Рейс 128. Японское море, 1990.

Скв. 799 расположена в троге Кита-Ямато. Глубина – 3167,5 м; проходка 468,7 м; керн- 440,0 м.

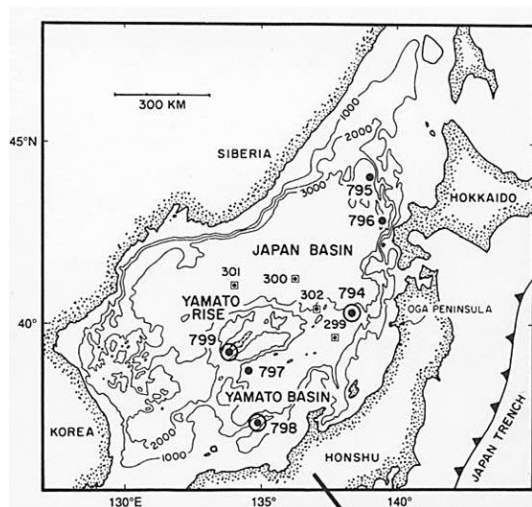


Рис. 1. 647. Схема расположения скважин рейса 128.

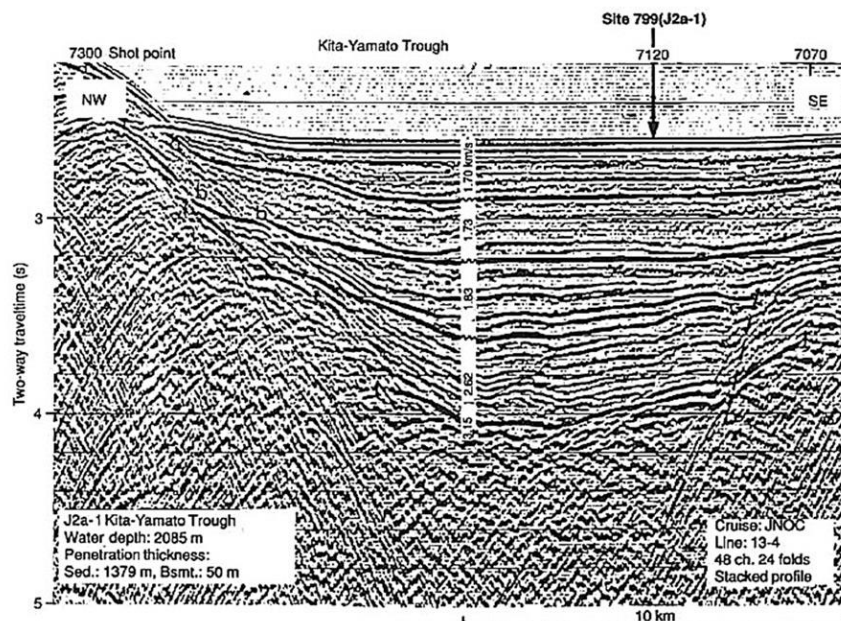


Рис. 1. 648. Сейсмический профиль района заложения скв. 799 в троге Кита Ямато.

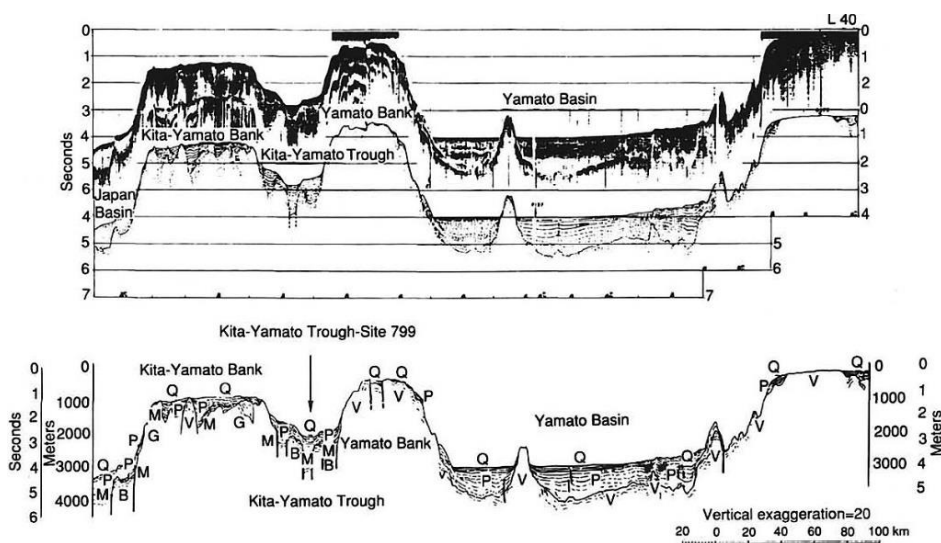


Рис. 1. 649. Сейсмический профиль района заложения скв. 799 в троге Кита Ямато.

Древнейшие осадочные породы: кремнистые аргиллиты – ранний миоцен.

Пачка 1 (интервал 0-170 м) – квартал - поздний плиоцен – глины и илы с прослоями витрического пепла, диатомеи, спикулы губок, пески, прослой доломитов. Пачка 2 (интервал 170-457 м) – плиоцен - поздний миоцен – диатомовые илы, глины, нанофоссильные осадки, спикулы губок, терригенный обломочный материал, пепловые слои, сопоставимые с пачкой 1. Прослой доломитов, мела. Важный, в литологическом отношении, 2 – метровый прослой глауконитового песка.

Пачка 3 (интервал 457-800 м) – поздний-средний миоцен – аргиллиты с прослоями доломитов и вулканокластических слоев, осадки литифицированы.

Пачка 4 (интервал 800-1020 м) – средний-ранний миоцен – полосчатые и токослоистые аргиллиты с прослоями и линзами, обогащенными карбонатным материалом, доломиты, пески, глауконитовые пески. Риолиты и риолитовые туфобрекчии в интервале – 990,8-991,3 м.

Пачка 5 (интервал 1020-1084 м) – ранний миоцен. Кремнистые аргиллиты и аргиллиты с прослоями песков и грубозернистых песчаников, турбидиты. Осадки пачки чрезвычайно обогащены детритовыми компонентами. Прослой песков достигают мощности 5 м. Косая слоистость. Переотложение в мелководных условиях может доказываться присутствием фрагментов древесины, обломками растений и раковин в песках, которые переслаиваются с аргиллитами, содержащими глубоководные фораминиферы. Пески незрелы и плохо отсортированы; содержат обломки угловатого кварца, полевой шпат, биотит, обломки окаменелостей (остатки рыб, обломки растений и биогенные известковые фрагменты). Происхождение таких пород загадочно.



Рис. 1. 650. Брекчированная и карбонатизированная верхняя часть измененного риолитового туфа в основании пачки 4.

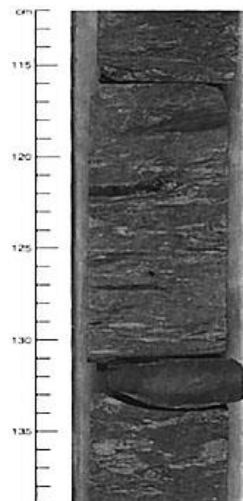


Рис. 1. 651. Глины и пески пачки 5 с горизонтально лежащими фрагментами (122 см) окремненных фрагментов растений.

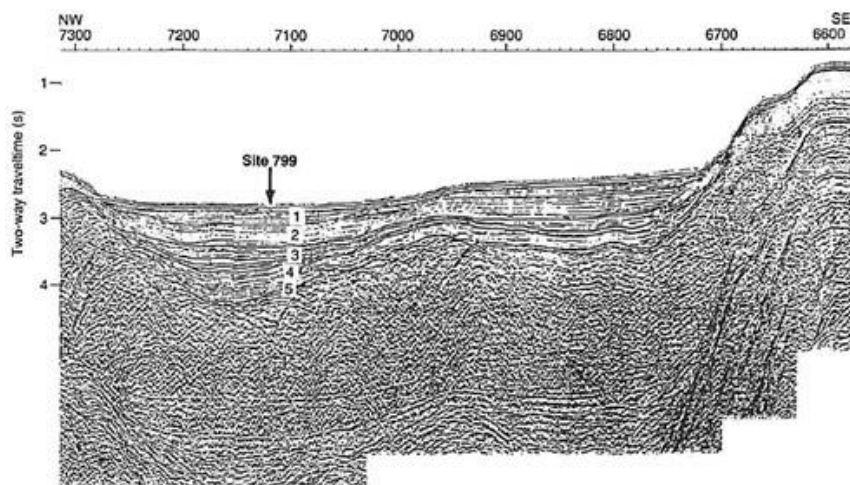


Рис. 1. 652. Сейсмический профиль района заложения скв. 799 с размещением выделенных пачек разреза скважины.

Скв. 794D – север бассейна Ямато. Глубина – 3551. 5 м; проходка - 160. 5 м; керн - 34. 85 м.

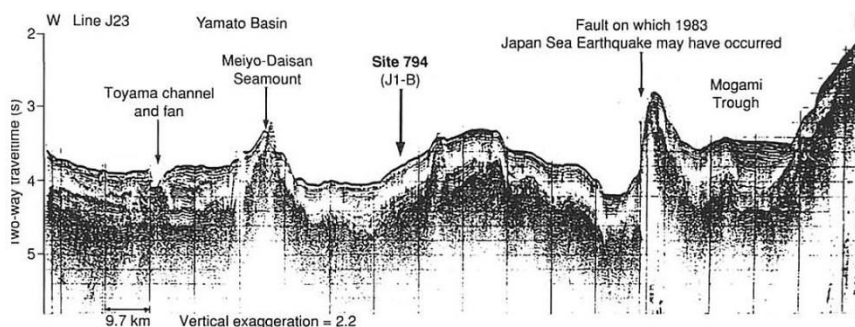
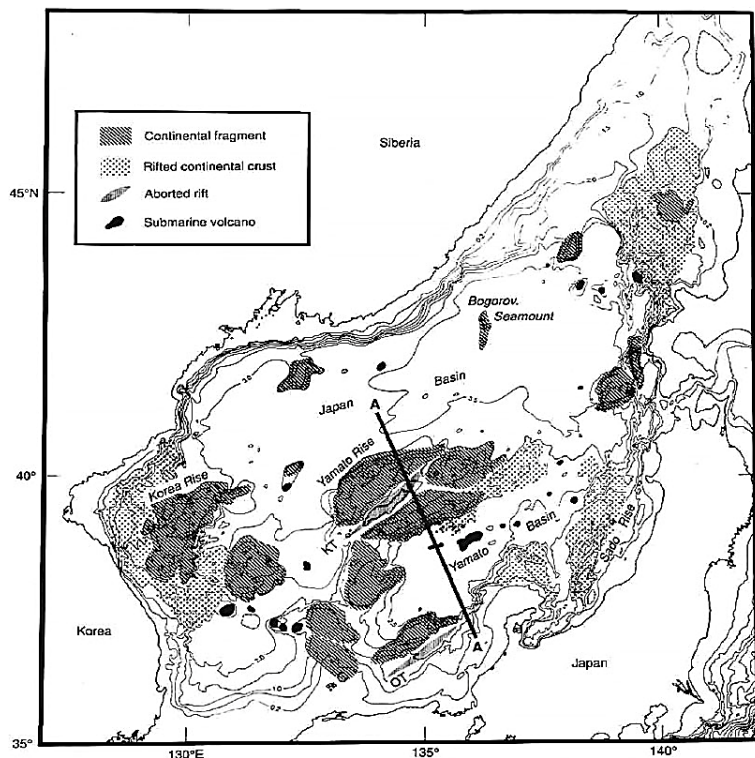


Рис. 1. 653. Сейсмический профиль северной части бассейна Ямато и расположение скв. 794.

В керне скважины преобладают изверженные породы, среди которых вскрыт горизонт осадочных пород мощностью 1,6 м.

Основание: оливковые долериты – раннемиоценовое (?) основание северной части бассейна Ямато. В среднем миоцене на глубинах ~500 м в субокислительных условиях формируются аргиллиты, гравитационные отложения туфов на склоне хребта Бордерленда. Погружение на батимальные глубины ~1500 м происходит в конце



среднего миоцена.

Изверженные породы основания в скв. 794D пробурены в интервале 573-733,5 м; общая длина керна – 34. 85 м. Отмечено, что глинистые осадки и измененные лавы обогащены К и U. В керне выделены 4 долеритовых силла (1, 3, 4, 9), внедренных в осадки, сформированные в мелководных условиях. 4 потока (2, 6, 7, 8) также внедрялись в мелководные осадки. В долеритах – 1 отмечаются изменения (15-20%) – смектит, гидроокислы железа.

Рис. 1. 654. Геологическая интерпретация батиметрических поднятий Японского моря. Условные обозначения – сверху вниз:
- континентальные фрагменты,
- континентальная кора, преобразованная рифтингом,
- абортированный рифт,
- субмаринные вулканы.

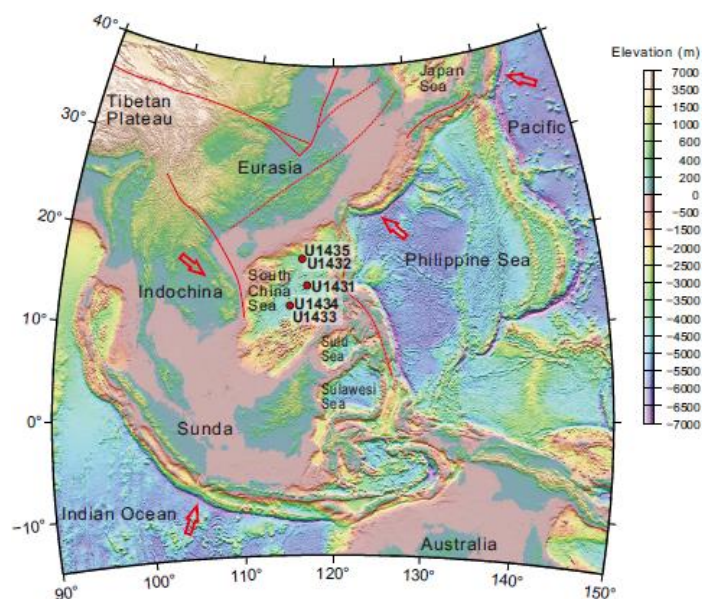


Рис. 1. 655. Региональная топография и геодинамические особенности юго-восточной Азии.

афировый базальт – миндалекаменный, верхняя часть пачки интенсивно изменена – 70-80%; в нижней части – изменения (те же) уменьшаются до 20%. Отмечается разрыв во времени между формированием потоков базальтов и внедрением силлов долеритов.

Пачка 2 – миндалекаменный долеритовый базальт изменен более интенсивно (60%) – смектит, гидроокислы железа. Высокие изменения того же типа отмечаются в долерите – (пачка 3) (45%).

Пачка 4 – афировый миндалекаменный долерит, изменено – 50-60% породы. Здесь отчетливо видны трещины мощностью 0,1-0,3 м, заполненные гидроокислами железа.

Пачка 5 – представлена глинистыми аргиллитами с фораминиферами. Окраска пород темно-коричневая. Обломки стекла замещены палагонитом. Отсутствие зоны закалывания, в выше – и ниже лежащих изверженных породах, свидетельствует об «осадочных» их взаимоотношениях.

Пачка 6 – поток миндалекаменный базальтовый. Лавы с изменениями (50-60%) – смектиты, гидроокислы железа и трещинки, заполненные кальцитом. Пачка 8 –

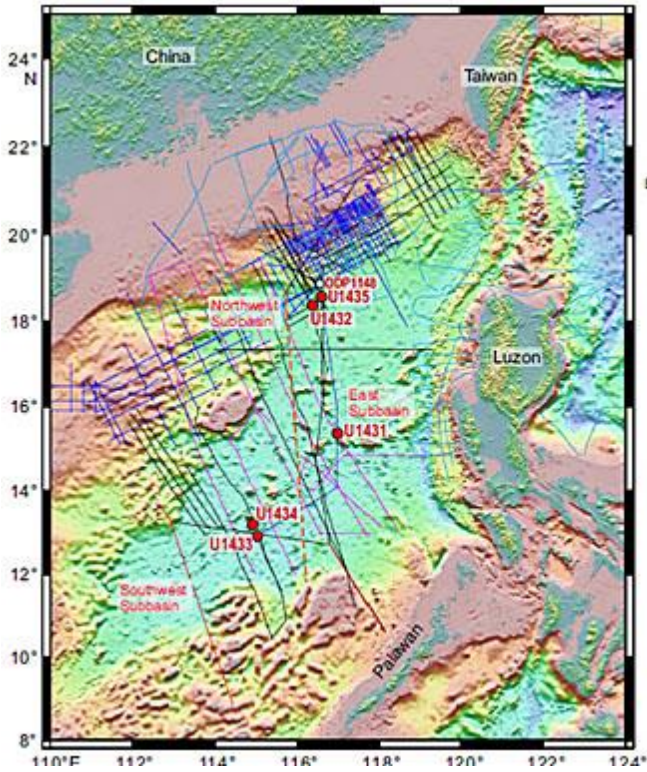


Рис. 1. 656. Топографическая и батиметрическая карта региона Южно-Китайского моря.

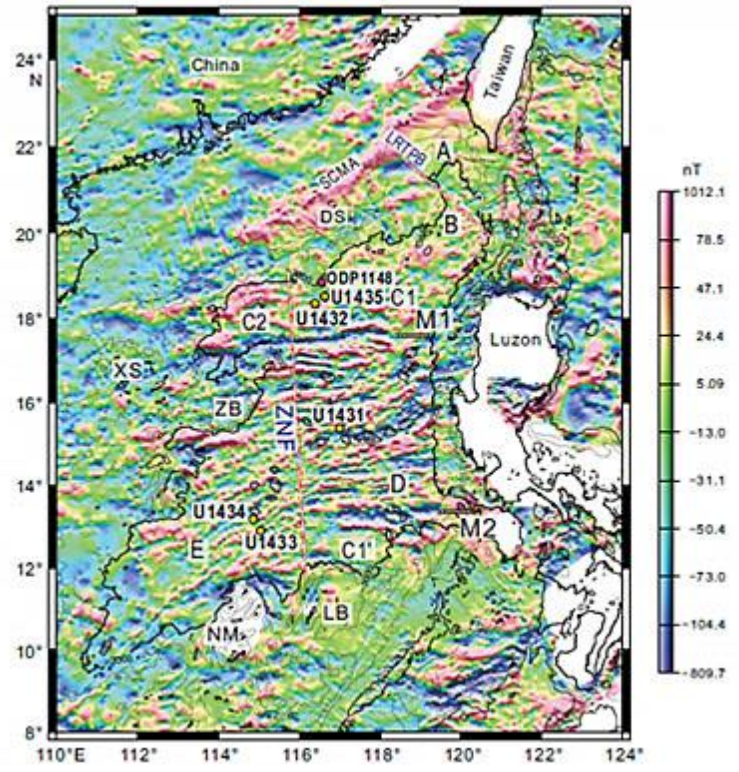


Рис. 1. 657. Тотальная магнитометрическая карта с показом главных магнитных зон.

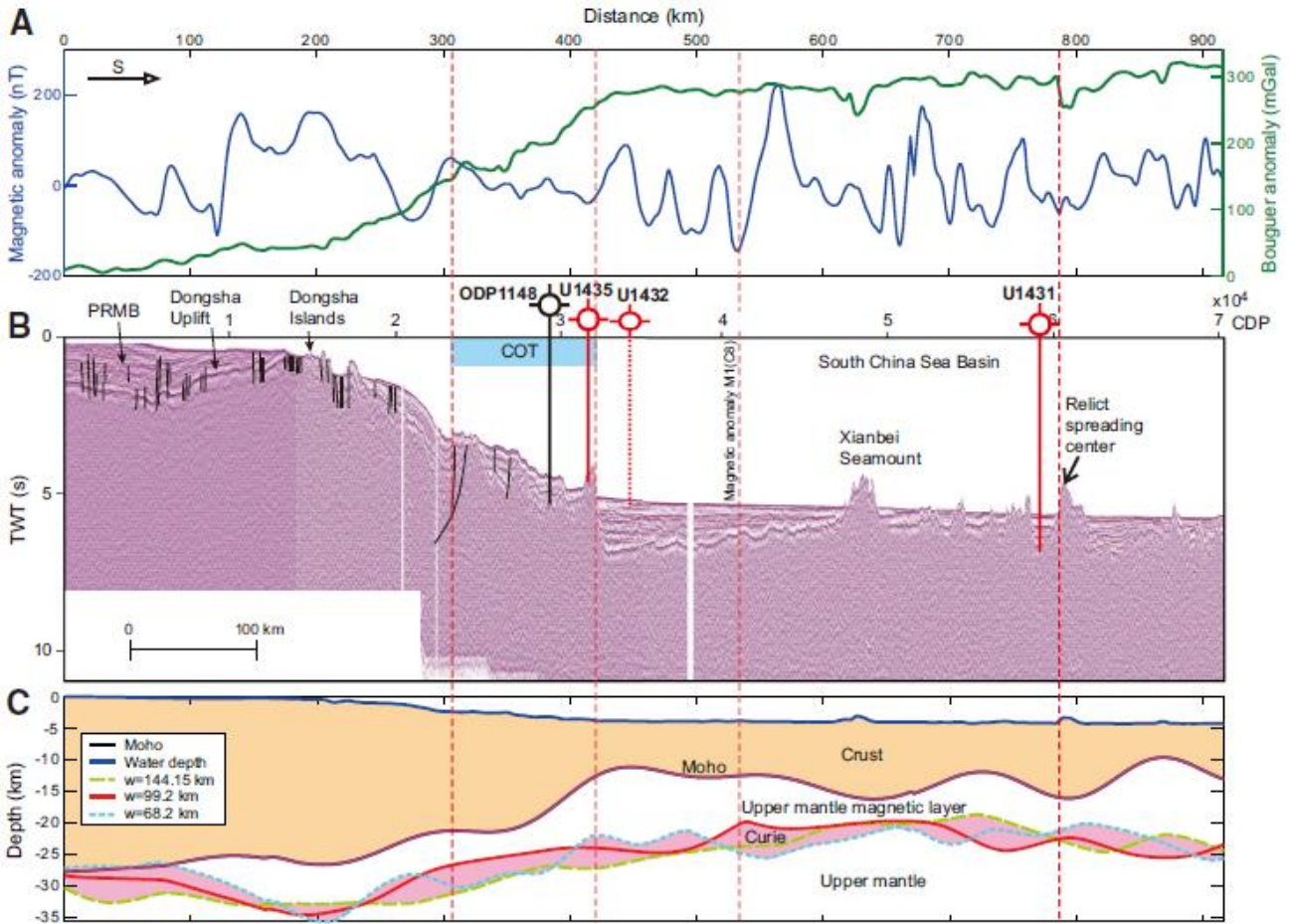


Рис. 1. 658. Материалы трансекта Южно-Китайского моря. А. Тотальные полевые магнитные аномалии. В. Скважины Sites U1431, U1432, и U1435 показаны на сейсмической линии. С. глубины Мохо и точки Кюри.

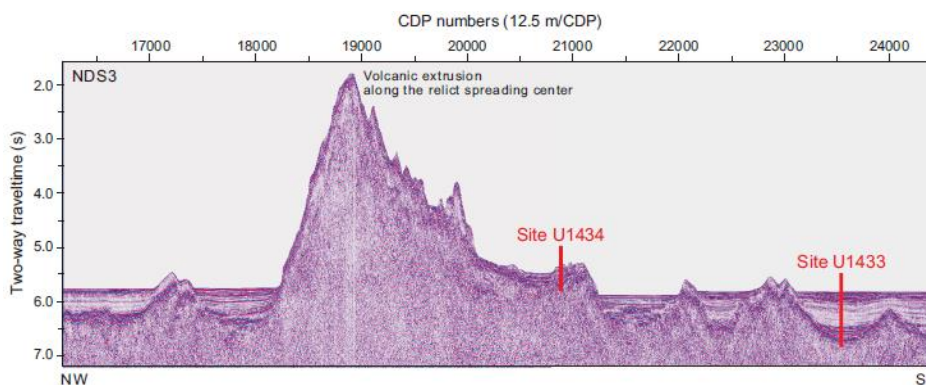


Рис. 1. 659. Сейсмический профиль в юго-западном суббассейне с показом размещения скважин U1433 и U1434.

Скв. U1431. Глубина 4248 м. Проходка 617 м. скважина расположена вблизи реликта спредингового хребта с самой молодой магнитной аномалией, наблюдаемой в Восточном суббассейне Южно-Китайского моря. Район заложения скважины окружен абиссальными поднятиями океанической коры и молодыми симаунтами. Вулканические или события переотложений открываются скважиной.

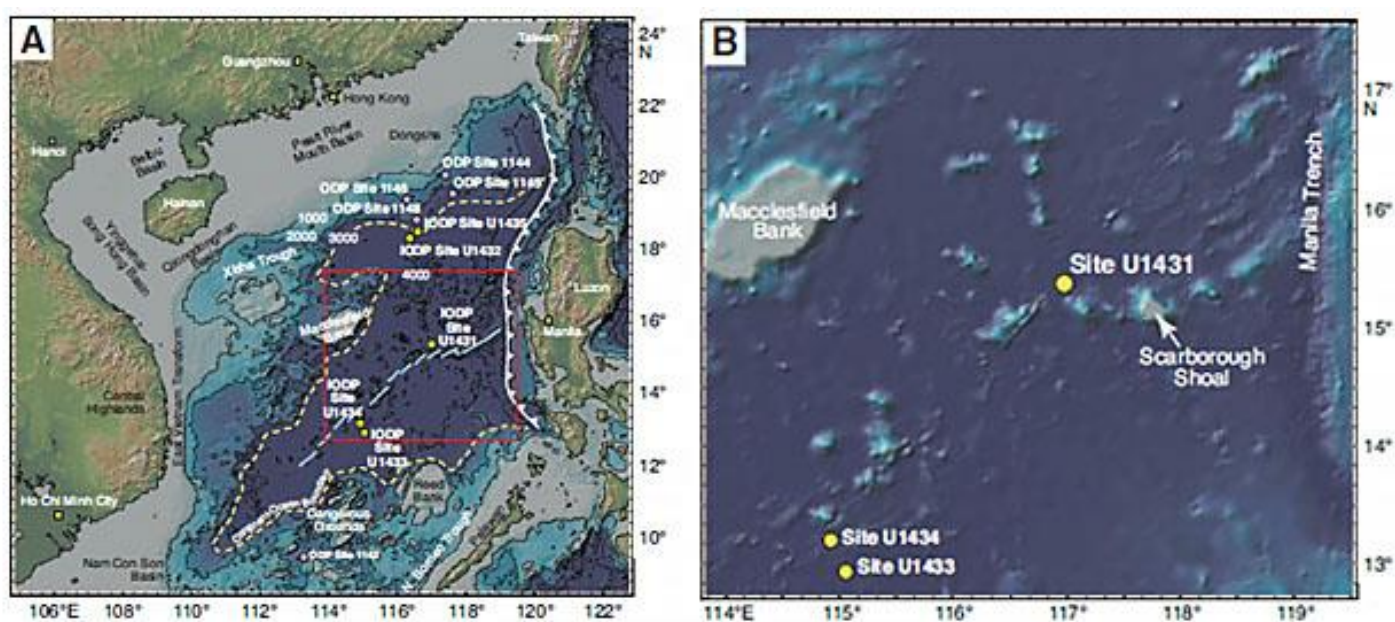


Рис. 1. 660. А. Батиметрическая карта региона Южно-Китайского моря. Залитые желтые кружки – скважины рейса 349. Залитые розовые кружки - скважины рейса 184. В. Детальная батиметрия района скв U1431 (красный квадрат рис А) показывающий батиметрические поднятия и желоб Магила.

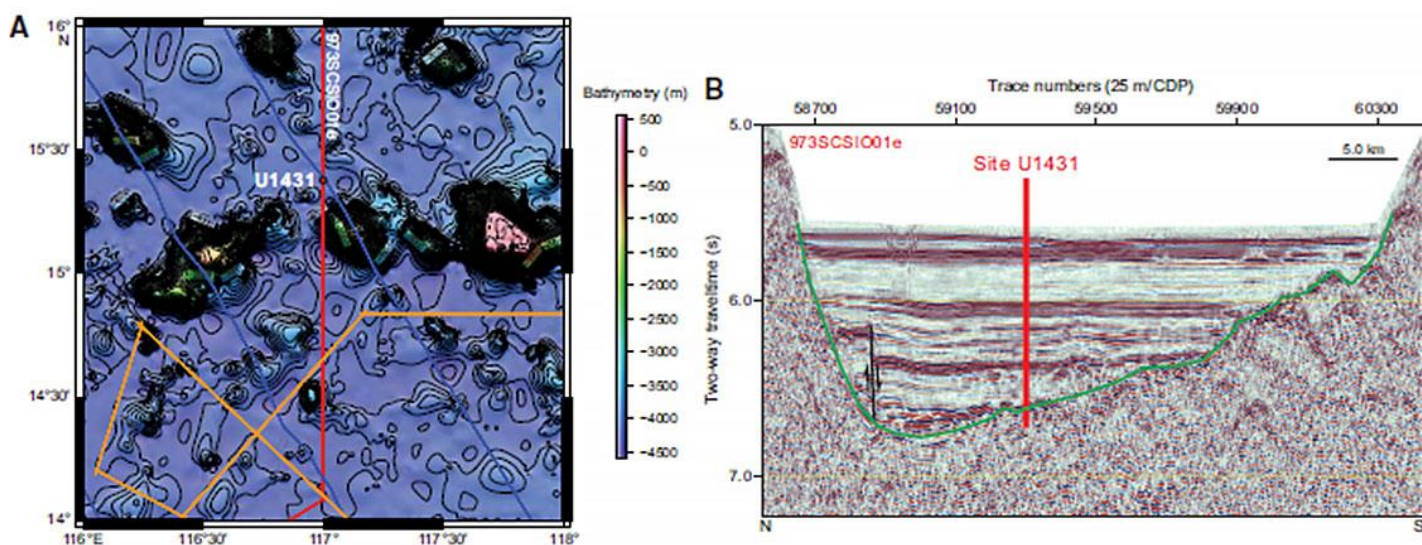


Рис. 1. 661. А. региональная батиметрическая карта, показывающая сейсмические профили. Контурный интервал 100 м. В. Сейсмический профиль линии 973SCSIO01e с размещением скв. U1431. Зеленая линия - интерпретация вершины основания: черная линия - интерпретация разлома.

В разрезе скважины выделены 11 литостратиграфических пачек – 9 осадочных и 2 – изверженных. Нижняя осадочная пачка чередуется с базальтами.

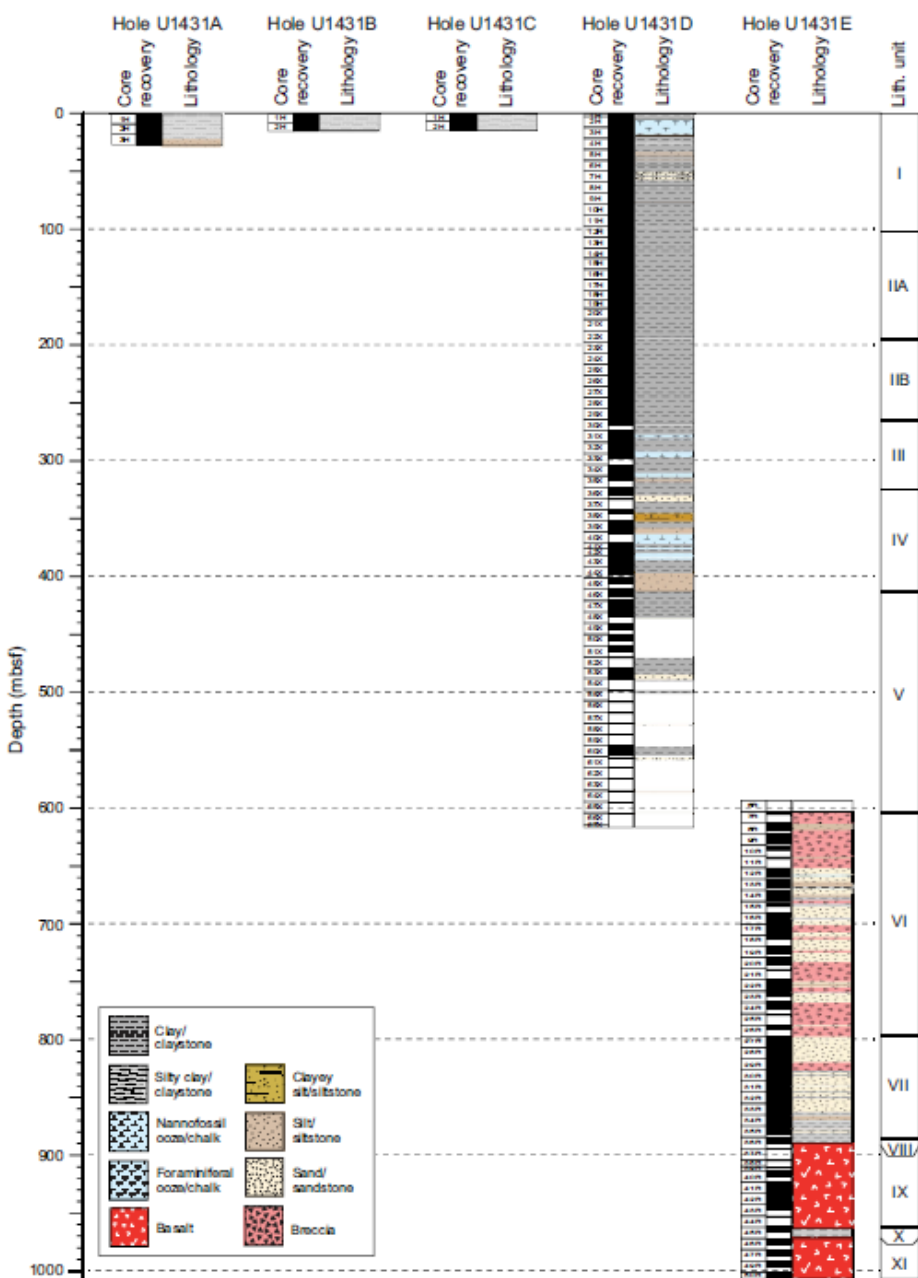


Рис. 1. 662. Литостратиграфическое обобщение скв. U 1341/. Условные обозначения слева направо сверху вниз: глины, аргиллиты, алевритистые глины. Алевролиты, нанофоссильный ил/мел, фораминиферовый ил/мел, базальт, глинистый алеврит. Алевролит, алеврит, песок, песчаник, брекчия.

нанофоссильными илами, алевритами, песчанистыми алевритами. В отличие от пачки 3 имеют заметно большее количество прослоев грубообломочных осадков до песчаной размерности в толсто слоистых прослоях, имеющих эрозионную природу в основании прослоя. В отличие от вышележащих пачек, преобладают обломки вулканитов основного состава.

Пачка 5 – (интервал 412,42-603,42 м) – поздний миоцен – располагается ниже основания эрозионных турбидитов и выше вулканокластических брекчий, и представлена алевритистыми песками и глинами с прослоями нанофоссильных илов, с прослоями глин, обогащенных кварцем и с низким содержанием обрывков вулканического пепла. В прослоях песчано-гравийных встречены обломки миндалекаменные мафические, обрывки стекла, проксимальные турбидиты с ихтиофациями.

Пачка 1 – (интервал 0-101,6м) – плейстоцен – пачка более алевритистая чем пачка 2. Переотложенные слои, обогащенные алевритистым материалом имеют мощность 10-30 см. Основание слоя резкое, имеет резкий эрозионный контакт с алевритистыми глинами и содержат зерна кварца, полевого шпата, амфибола, слюды, вулканического стекла и раковины фораминифер. В пределах всей пачки отмечаются слои вулканического пепла 0,5-5 см.

Пачка 2А – (интервал 101-194,95 м) – плейстоцен-плиоцен – глины, глины с нанофоссилиями и алевритистые глины.

Пачка 2В – (интервал 194,95-267,82 м) – плиоцен – глины и глины с алевритами, гомогенны с цветной полосчатостью.

Пачка 3 – (интервал 267,82-326,12м) – ранний плиоцен - поздний миоцен – нанофоссильные илы с фораминиферами. Глины переслаиваются с илами. Нанофоссильные илы интерпретируются как известковистые турбидиты. Прослои пеплов отсутствуют.

Пачка 4 – (интервал 326,12-412,42 м) – поздний миоцен – сложена глинами,



Рис. 1. 663. Слоистый известковистый турбидит с фораминиферовым песчаным основанием с переходом вверх к алевроитам и нанофосильным илам.



Рис. 1. 664. Вулкано-кластическая брекчия.

Пачка 6 – (интервал 603,42-797,39 м) – поздний миоцен – вулканокластические брекчии с прослоями песчаников и аргиллитов, толсто слоистые вулканокластические брекчии – массивные, не слоистые, плохо отсортированные с обломками базальтов и переработанных известковистых аргиллитов, и песчаников.

Пачка 7 – (интервал 797,30-885,25м) – средний миоцен – сложена песчаниками, аргиллитами с прослоями вулканокластических брекчий. Мощности, варьирующих циклов, меняются от 10 см до 1 м

Пачка 8 – (интервал 885,25-889,88 м) – средний миоцен – переслаивание коричневых и желто-коричневых аргиллитов, перекрывающих базальты.

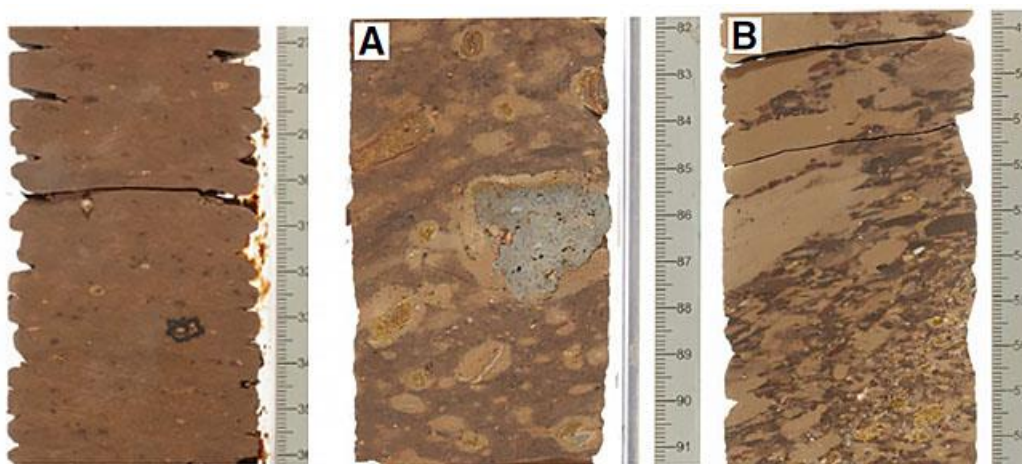


Рис. 1. 665. Аргиллит, непосредственно перекрывающий базальты пачки 9.

Рис. 1. 666. Пачка 10 – обломки базальтов, окруженных реакционной каймой – реакционное гало.

Пачка 9 – (интервал 889,88-962,51 м) массивные базальтовые потоки и, возможно, пиллоу-лавы. Базальты мощностью 0,4 м имеют хорошо сохранившиеся текстуры веревочных лав.

Пачка 10 - (интервал 962,51-972,00 м) – ранний миоцен – аргиллит, чередующиеся с базальтами, в отличие от пачки 8, здесь прослойки внутрiformационной брекчии или конгломерата с обломками базальтов с краевыми каймами. В более массивных интервалах микроскопическое изучение показало присутствие диспергированных вулканических фрагментов и гранулы и гальки базальтов.

Базальтовые обломки в вулканокластических породах пачек 6 и 7 представляют собой серии обломочных потоков – шлейфа с окружающих симаунтов. Вулканиды представлены: миндалекаменными афировыми базальтами, трахитовыми базальтами и высоко порфировыми плагиоклазовыми базальтами, пемзой, кристаллами биотита, клинопироксена и оливина.

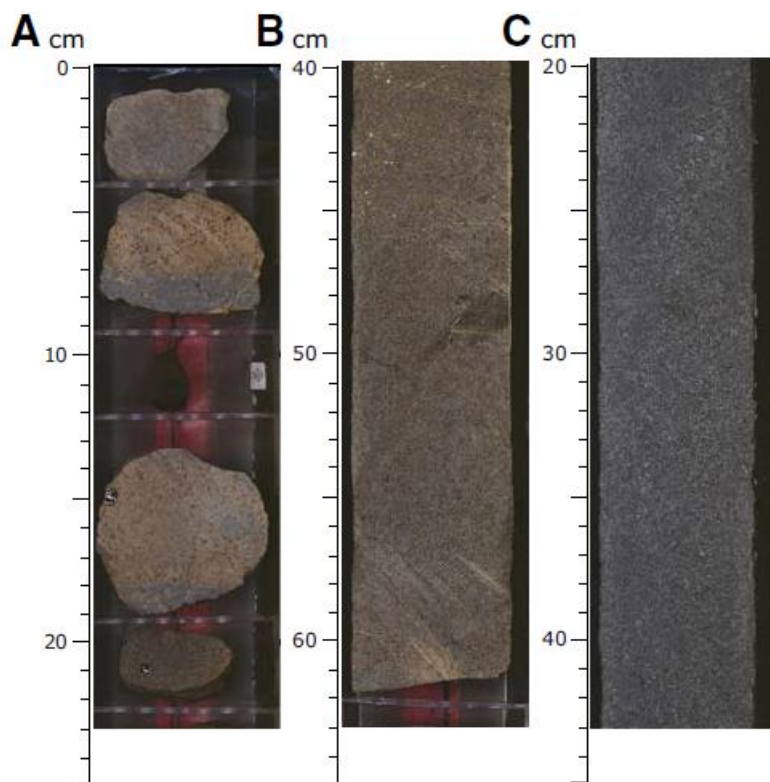


Рис. 1. 667. Базальты пачки 9. **А.** оливин порфировый базальт. **В.** миндалекаменный базальт. **С.** афировый базальт.

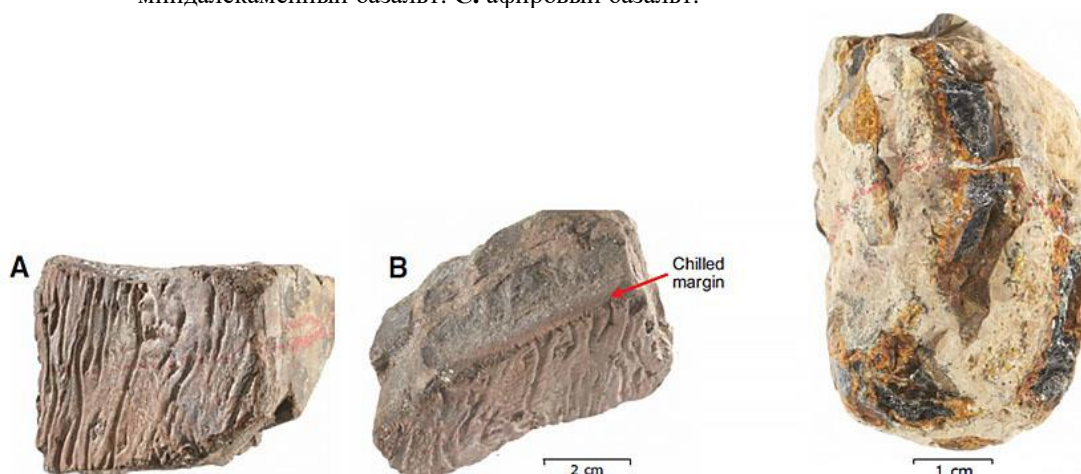


Рис. 1. 668. **А.** Вереvoчная текстура поверхности лавового потока. **В.** Вид сбоку с показом мощности закаленной каймы.

Рис1. 669. Гиалокластическая брекчия базальта пачки 9.

Пачка 11 – (интервал 972,00-1007,9 м) – массивные базальтовые потоки – оливин порфировые миндалекаменные афанитовые базальты. Мощность потоков – 8. 6 м, с 10% миндалин.

Все породы изверженного основания подвержены изменениям в процессе взаимодействия базальтов с морской водой. Образованы вторичные минералы – сапонит, гидроокислы железа, карбонат, селадонит. Изменения связаны с oxidizing seawater с окисленными морскими водами.

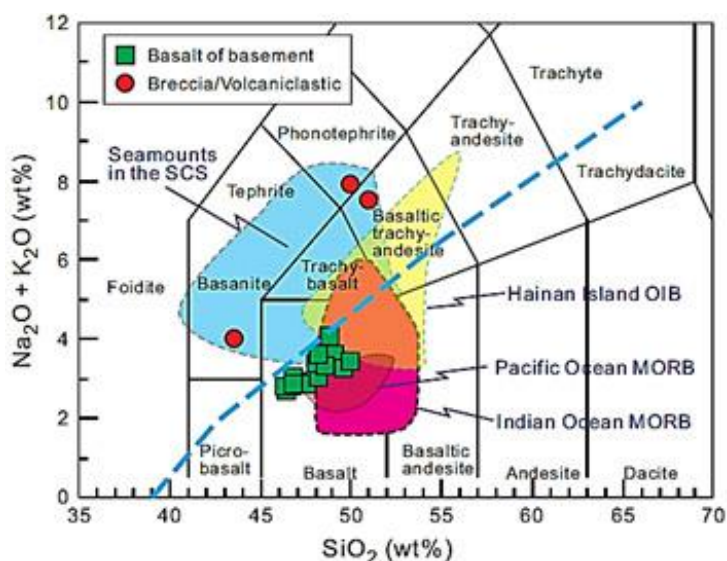


Рис. 1. 670. Диаграмм химического состава базальтов скв. Hole U1431E.

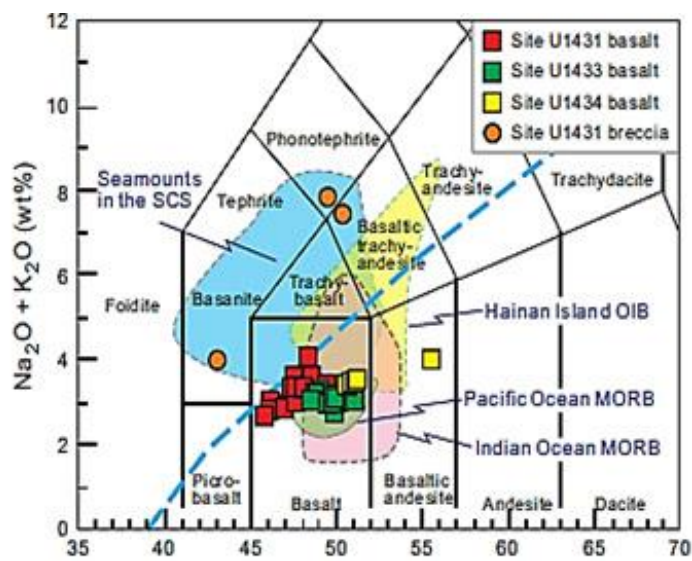


Рис. 1. 671. Базальты рейса 349.

1.7.2. Обсуждение результатов бурения.

Появилась возможность разделить окраинные моря Тихого океана на две категории. Первая – окраинные моря - они же задуговые бассейны, развитие которых связано с развитием, в целом, островодужных систем. К таким морям могут быть отнесены моря, во фронтальной части которых размещены островодужные хребты, а в тыловой части, у собственно окраинных морей, распространены структуры окраин континентов. Другая категория – окраинные периконтинентальные моря размещены в периферических частях только Тихого океана, и распространены эти моря вне зависимости от расположений каких-либо островодужных систем. К таким морям относятся, или могут быть отнесены, Японское, Южно-Китайское море и моря Целебес и Сулу.

Особенность строения периконтинентальных морей, прежде всего, заключается в присутствии в них, так или иначе, проявленных фрагментов континентальных структур, что отчетливо показано в рейсе 128 в Японском море.

Принципиально важные сведения об истории развития Японского моря получены в материалах бурения **рейса 128** и в то числе в **скв. 799**, расположенной в пределах трога Кита-Ямато, заложенном между одноименной банкой и банкой Ямато. В этой скважине начиная с пачки 1– квартал – поздний плиоцен и до пачки 5 (интервал 1020-1084 м) – ранний миоцен практически во всем разрезе преобладают терригенные породы – аргиллиты с прослоями песка и карбонатные породы - доломиты. Риолиты и риолитовые туфобрекчии (интервал – 990,8-991,3 м). В пачке 5 – ранний миоцен (интервал 1020-1084 м) осадки чрезвычайно обогащены детритовыми компонентами. Прослой песков достигают мощности 5 м. Косая слоистость. Переотложение в мелководных условиях может доказываться присутствием фрагментов древесины, обломками растений и раковин в песках, которые переслаиваются с аргиллитами, содержащими глубоководные фораминиферы. Пески незрелые и плохо отсортированные; содержат обломки угловатого кварца, полевой шпат, биотит, обломки окаменелостей (остатки рыб, обломки растений и биогенные известковые фрагменты).

Скв. 794D – север бассейна Ямато. Основание: оливиновые долериты – ранний миоцен (?). В среднем миоцене на глубинах ~500 м в субокислительных условиях формируются аргиллиты, гравитационные отложения туфов на склоне хребта Бордерленда. Погружение на батимальные глубины ~1500 м происходит в конце среднего миоцена. Изверженные породы основания в скв. 794D пробурены в интервале 573-733,5 м; общая длина керна – 34,85 м. Отмечено, что глинистые осадки и измененные лавы обогащены К и U. В керне выделены 4 долеритовых силла (1, 3, 4, 9), внедренных в осадки, сформированные в мелководных условиях. 4 силла (2, 6, 7, 8) также внедрялись в мелководные осадки. В долеритах – 1 силла отмечаются изменения (15 – 20%) – смектит, гидроокислы железа. Эти данные свидетельствуют о том, что наиболее ранние события здесь имели место в раннем миоцене и происходили в условиях мелководного шельфа и проявлений субаэрального базальтового магматизма, и периодического внедрения долеритовых силлов. Присутствие обломков риолитов и риолитовых туфобрекчий в раннем миоцене – свидетельство проявления в сопредельных участках кислого вулканизма и попадание продуктов их разрушения в осадки этого времени.

Рейс 124 в периконтинентальных морях Целебес и Сулу. Скв. 770 пробурена в центральной части моря Целебес, где в основании разреза вскрыты аргиллиты раннего олигоцена, перекрывающие базальты. Надбазальтовая пачка конец среднего эоцена – ранний олигоцен, мощность – 19,7 м. В верхней части разреза присутствуют коричневые аргиллиты с низким содержанием карбоната. Нижняя часть разреза, перекрывающая базальтовое основание, представлена песчанистыми глинами и аргиллитами. Присутствуют марганцевые микронодули (<1 мм). Песчанистые глины – желто-коричневые, палево-желтые. Песчаная фракция представлена округлыми и угловатыми агрегатами измененного стекла в глинистом матриксе. Аргиллиты основания разреза – коричневые с обломками глин (измененное стекло), фрагментов пород и редкими нанофоссилиями, присутствует значительное количество радиолярий. В целом, в скв. 770В и 770С мафические породы перекрыты красными глинами, которые содержат гиалокластические фрагменты. В скв. 770В пробурено 53,18 м базальтов. В первом потоке скв. 770В мощностью 18,42 м (кern 7 м) в его верхней части имеется 5 м полосчатой коричневой глины, содержащей гиалокластические фрагменты нижележащих базальтов. Верхняя часть миндалекаменных пиллоу-лав трещиновата и прожилкована, миндалины заполнены смектитом, лимонитом и кальцитом. Трещины (0,5-1 см) заполнены смесью зеленой и коричневой глин, с обломками стекла, кальцита и лимонита.

Скв. 767В, С. В этих скважинах базальты перекрыты красными глинами среднего эоцена. Надбазальтовая пачка 4 (интервал 406,5-484,4 м) – средний эоцен – ранний миоцен – сложена темно-серо-коричневым до красновато-коричневого аргиллитом, с микронодулями марганца (1 – 5 мм). Основной компонент – минералы глин с кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами (оксиды). В породах отмечается низкое содержание карбоната, присутствуют фораминиферы и редко радиолярии; присутствуют кости и зубы рыб. Пачка 4 перекрывает измененные базальты, хотя контакт в керне не обнаружен. Красные глины перекрывают базальт, но контактовые взаимоотношения не изучены. Пятнистая окраска базальтов отражает изменения структуры базальтов и подчеркивается их выветриванием. Мезостази́с пород и порфи́ровые выделения изменены в сильно окислительных условиях – смектит, илдингсит. Все породы верхней части разреза имеют желто-коричневый и оранжево-коричневый цвет, обусловленный развитием смектита и илдингсита по основной массе породы и зернам оливина и очень мелкими (<0,03 мм) оксидами железа, равномерно распределенными во всех образцах базальтов. Все породы миндалекаменные, (<10%), миндалины заполнены коричневыми глинами, карбонатом, лимонитом, окрашивающим (?) породу в целом. Отмечается повышенное количество щелочей в образцах измененных пород.

Скв. 771А расположена в подводном хребте Садауап в море Сулу. Древнейшие осадочные породы: нанофоссильный ил, мрамор – средний миоцен. Основание: потоки базальтовых лав – конец раннего миоцена –

сложено вулканокластическими слоями, подстилающими и перекрывающими потоки базальтовых лав. Около 1,5 м миндалекаменных базальтов вскрыто в верхней части пачки 2. Ниже базальтов – поток лавовый – залегают грубо-тонкозернистые туфы. Ниже вновь залегают лапиллиевые породы, с обломками пород (включая и андезиты) размером до 11 см; присутствуют экзотические обломки метаморфических пород. Породы пачки 2 интенсивно трещиноватые. Отмечено, что в туфах и лапиллиевых породах обломки пород нацело изменены – замещены желто-зеленым смектитом; оливин замещен оранжево-зеленым иддингситом. Верхний поток базальтовой лавы (1,5 м) нацело замещен коричнево-зеленым смектитом. Образование вулканокластических пород – субаэрально или субмаринно – сопровождалось образованием осадков – потоков вулканического и вулканокластического материала, отлагавшегося со склонов вулкана. Все перечисленное – свидетельство заложения изученных структур преобладающе в миоцене и в это время, так же, как и в Японском море, преобладали условия начального базальтового вулканизма в мелководных или субаэральных условиях, с признаками проявления здесь субаэрального выветривания базальтов, и присутствия обломков измененных базальтов в вышележащих обломочных породах.

Из серии скважин, пробуренных в **рейсе 349**, в пределах Южно-Китайского моря рассмотрим разрез **скв. U1431**, расположенной вблизи реликта спредингового хребта с самой молодой магнитной аномалией, наблюдаемой в восточном суббассейне Южно-Китайского моря. Район заложения скважины окружен абиссальными поднятиями океанической коры и молодыми симаунтами. В разрезе скважины выделены 11 литостратиграфических пачек – 9 осадочных и 2 – изверженных. Нижняя осадочная пачка чередуется с базальтами. Доминирующая составляющая верхней части разреза – пачки 1-5 глины, глинистые алевролиты, алевролитистые пески, с различными содержаниями нанофоссильных илов и вулканического пепла. Пачки – 1-3, плейстоцен-плиоцен; пачки 4-6 – поздний миоцен.

Нижняя часть разреза пачки 6-8 – средний-ранний миоцен, и пачки 10 – представлены, в основном, вулканокластическими брекчиями, чередующимися с песчаниками и алевролитами. Изверженная пачка 10 представлена массивными базальтовыми потоками.

Пачка 10 – (интервал 962,51-972,00м) – ранний миоцен – аргиллиты, чередующиеся с базальтами, в отличие от пачки 8, здесь прослойки внутрiformационной брекчии или конгломерата с обломками базальтов с краевыми каймами. В более массивных интервалах микроскопическое изучение показало присутствие диспергированных вулканических фрагментов, и гранул, и галек базальтов. Массивные базальтовые потоки и, возможно, пиллоу лавы. Базальты мощностью 0,4 м имеют хорошо сохранившиеся текстуры веревочных лав. Все породы изверженного основания подвержены изменениям в процессе взаимодействия базальтов с морской водой. Образованы вторичные минералы – сапонит, гидроокислы железа, карбонат, селадонит – изменения связаны с *oxidizing seawater*-с окисленными морскими водами. Очередной раз приходится сталкиваться с мнением о действии окисленных морских вод, несмотря на присутствие здесь лав типа паехое – веревочных или канатных лав и, присутствием окисленных лав в вышележащих обломочных отложениях и т. д.

Следует отметить, что именно ранний миоцен является временем заложения периконтинентальных морей, что является одной из характерных и устойчивых черт развития бассейнов Тихого океана. Характерной отличительной особенностью строения разрезов периконтинентальных морей является то, что и на конечных стадиях их развития преобладающе распространены не пелагические илы, а чередование глин, илов и обломочных пород – свидетельства активного тектонического режима становления этих морей, возможно, связанного со становлением окружающих их фрагментов (островов) континентальной суши.

По петрохимическим особенностям базальты соответствуют толеитовым базальтам, но состав обломочных вулканокластических пород на петрохимической диаграмме располагаются в поле трахибазальтов, трахиандезитов и один анализ в поле базанитов.

2. Время по структурам

Фактический материал по составу и строению разрезов по скважинам, сгруппированным по структурам, представил возможным содержательно охарактеризовать лито- и петрогеодинамику в истории развития разнотипных структур океана. Необходимо также сопоставить временные особенности и эволюцию динамики развития-океана в целом, ее временные особенности отдельных и различных структур на примере таких временных рядов выстроенных= в разнотипных структурах. В предлагаемом пользователю этом разделе время по структурам анализируется внутриокеаническая латеральная изменчивость в разных структурах лито- и петрогеодинамических особенностей состава и строения определенных временных подразделениях в конечном счете позволяющих уточнить историю развития океана – ее особенности – их изменение по мере развития океана. По сути представленный материал представляет содержит палеофациальную и палеогеодинамическую последовательность событий осадконакопления и вулканизма в разное время и по разному проявленные в океане.

2.1. Средняя - поздняя юра - ранний мел

2.1.1. Результаты бурения

Рассмотрение батиметрической карты Мирового океана отчетливо показывает, что в пределах Тихого океана абиссальные впадины занимают заметно большие площади по сравнению с Атлантическим и Индийским океанами. В этой связи представляется первоочередной задачей проанализировать данные глубоководного бурения, начиная с наибольшей из тихоокеанских абиссальных впадин – Северо-Западной. Предпочтение, оказываемое Северо-Западной впадине – абиссали – (basin= бассейну в англоязычной терминологии) отдается еще и потому, что именно в этой структуре бурением в скв 801 вскрыты среднеюрские осадки и вулканиты, представляющие древнейшие в Тихом океане осадки и вулканиты. Это весьма примечательный факт еще и оттого, что в Атлантическом и Индийском океанах, древнейшими являются, вскрытые бурением, отложения триаса, не вскрытые глубоководным бурением в Тихом океане, что соответственно меняет сложившиеся представления о времени начальных этапов развития с одной стороны Атлантического и Индийского океанов, а с другой – Тихого океана и сравнительной «древности» этих океанов.

История геологического развития абиссали северо-запада в юре и раннем мелу вскрыта в разрезе скв. 802, расположенной в центре Марианского бассейна. (глубина – 5969 м). Интервал 460-509 м – сеноман - верхний аптальб коричневые известковистые алевролиты и радиоляриевые известняки; содержатся прослои турбидитов и песков. Цвета коричневые и красно-коричневые, присутствует вулканическое стекло и цеолиты, аргиллиты и радиоляриты – в нижней части разреза – коричневые вулканокластические турбидиты; в них содержится 10-15% оксидов железа; 10% – цеолитов, – вулканические турбидиты, аргиллиты. В турбидитах обломки изверженных пород, вулканического стекла, нанофоссилии, радиолярии. Туфогенные аргиллиты содержат обломки изверженных пород – темно-коричневые до черных. Присутствуют смектиты, окислы железа и марганца. Присутствуют обломки древесины. Интервал 509-560 м – базальты, верхний апт (?) – 50,6 м – серии тонких (<1 – 2 м) базальтовых лав. Изменения слабые, низкотемпературное субмаринное выветривание.

Раннемеловые вулканокластические осадки содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты), распространенные в окружении бассейнов осадконакопления, начиная с миоцена временно находились выше уровня моря и являлись источниками обломочного материала. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. Присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симанты тогда формировали острова. Мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельства нахождения вблизи или выше поверхности моря. В тонких покровах пиллоу-лав вверху содержится галечник базальтов, перекрытых темно-коричневым аргиллитом (поток 1) красно-коричневые осадки перекрывают поток 2.

Скважина 801 расположена в центральной части бассейна Пигафетта (глубина – 5685 м). В разрезе скважины вскрыты: (интервал 318-442,9 м) – валанжин - верхняя юра - (оксфорд) – коричневые радиоляриты – 125 м с прослоями коричневых кремней и многочисленными марганцовистыми образованиями с отсутствием известковистого компонента. Здесь следует отметить, что в разрезе этого интервала в отличие от вышележащих существенно меловых отложений отсутствуют типичные для вышележащих отложений обломочные породы, а исключительно развиты только условно хомогенные кремнистые отложения-которые могут являться свидетельством резкой смены динамических и литогеохимических условий осадконакопления. Ниже пачки – валанжин- верхняя юра- (оксфорд) – по разрезу вскрыты отложения – валанжин - верхняя юра (верхний титон) – 81 м – коричневые радиоляриты с многочисленными кремнями. В радиоляритах Fe-Mn гидроокислы образуют пятнистые скопления, распространяются по трещинкам и образуют непрерывные микро прослои. Кремни желтовато-коричневые – образуют полосы и нодулы. Их состав – радиолярии, кварц, глина и Fe-Mn оксиды – 5-20%; далее в интервале – 46-42 м – верхняя юра (верхний титон-оксфорд) – коричневые глинистые радиоляриты – верхний титон-оксфорд – примерно равные количества глины и радиолярий. Переход между пачками, обогащенными и обедненными глиной – резкий. Глинистые радиоляриты – темно-коричневые – полосчатые от желтоватых до розовых. Светлые полосы обогащены радиоляриями; более темные – богаче глиной и вулканическим стеклом. Кремни появляются в нижних частях разреза. Таким образом в юрских отложениях и далее вниз по разрезу устойчиво преобладают радиоляриты и кремнистые отложения. Интервал 442,9-461,6 м – средняя юра- (келловей-бат) – 18 м красных чередующихся радиоляритов и аргиллитов. Граница этого интервала – место проявления насыщенной красной окраски. Контакты между породами резкие. Радиоляриты – желтовато-кирпично-красные. Аргиллиты более красные. Основание этой пачки расположено выше красно-коричневого кремня, представляющего силифицированные осадки, переслаивающиеся с базальтами. Интервал – 461,6-590,9 – средняя юра- келловей-бат – основание разреза. Нижние 133 м содержат переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метасадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированы. Осадки между потоками, главным образом, кремни с силифицированными радиоляритами. Присутствуют перекристаллизованные известняки. Между базальтами также встречаются прослои красных аргиллитов мощностью 1-5 см, вулканокластические метасадки с перекристаллизованными микрофоссилиями, перекрываемые, обогащенным железом, метакремнями. Красные известковистые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и кремни наблюдаются между потоками базальтов в основании разреза скв. 801С. В верхней части лавовых потоков сантиметровые базальтовые фрагменты более окислены, чем нижележащие. Все породы скв. 801С по-разному изменены от 10 до 75%. Наконец, следует отметить, что в наибольшей степени из всех потоков окислены верхние от 1 до 4, при этом наиболее окислена верхняя часть пачки 2. Следует отметить появление в пачке базальтов вулканокластических прослоев незначительной мощности.

Базальты при микроскопическом изучении показывают присутствие мелких миндалинов. Глобальное несогласие между осадками оксфорда и келловея обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловея и /или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловеем, батомом и оксфордом в скв. 801 может отражать проявление и здесь глобального события, маркирующего границу средней - поздней юры.

Среднеюрские базальтовые лавы вскрыты скв. 801 в бассейне Пигафетта представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. Сложный 131 метровый разрез показывает, что его основание сложено серией щелочных базальтов (около 157 млн. лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов и нижние толеитовые базальты (около 167 млн лет) представляющими нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции – разделены кварц цементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-селадонит-пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толеитовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами.

Следует, также, особо отметить, что случай скв. 801 уникальный не только в пределах Тихого океана, но и в других океанах. Остается во многом неясным, какими же были причины резкой смены истории двух стадийной этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же возможно в случае бурения – глубокого – ниже меловых отложений, вскрытия других фрагментов юрских элементов в истории развития Тихого океана. Глобальное несогласие между осадками оксфорда и келловея обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловея и или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловеем-батомом и оксфордом в скв. 801, может отражать проявление здесь глобального события, маркирующего границу средней-поздней юры. Следует отметить, что отложения средней- верхней юры представлены преимущественно кремнистыми-хемогенными породами и эта тенденция сохраняется до начала раннего мела и позднее, когда юрское хемогенное осадконакопление, начиная с раннего мела сменяется существенно обломочным и в отдельных участках в титоне-берриасе – карбонатным осадконакоплением, фиксируя тем самым в это время сочетание динамичного – обломочного и условно статического карбонатного осадконакопления. Участки эти пространственно разобщены свидетельствуя о дифференцированности динамических режимов, начиная с верхов верхней юры (титон).

Принципиально важно, что верхняя – существенно меловая и нижняя – существенно юрская части разреза - различны по составу и строению разреза. Нижняя - юрская преобладающе красноцветные кремни и аргиллиты, в основании которых расположены потоки лав базальтов, в значительной степени, измененных, окисленных - являются источниками базовых гидроокислов железа осадочной юрской толщ и в том числе ее частей, чередующихся с лавовыми потокам. Верхняя пачка, в значительном временном интервале и третичных и меловых отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководного состава и строения источника материала в турбидитах, которыми считаются расположенные севернее ныне подводные горы и гайоты. Таким образом, здесь происходит, в известном смысле, двух стадийное становление абиссальной котловины с юрскими базальтами в ее основании. Остается во многом неясным какими же были причины резкой смены истории двух стадийной этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же возможно в случае бурения – глубокого – ниже меловых отложений, вскрытия других фрагментов юрских элементов в истории развития Тихого океана. Другим принципиально важным в геоисторическом значении является вопрос о том, в какой мере может быть связано событие заложения среднеюрского бассейна и ассоциированного с ним проявления вулканизма

практически в центральной части океана, из которой в дальнейшем начинается развитие и сопредельные абиссали и так ярко проявившиеся в мелу плато и поднятия, продукты разрушения которых получают широкое развитие в поздне юрских и в особенности в меловых так называемых турбидитах. Важно также отметить преобладающее распространение в средне юрских отложениях хемогенных кремнистых осадков при практически полном отсутствии обломочных пород, что подчеркивает исключительное своеобразие проявления этого начального для океана вулканизма и сопровождающих его кремнистых илов и гидротермальных образований.

Принципиально важно отметить присутствие несогласия между келовеем, батом и оксфордом. Существенно хемогенный – кремнистый – режим осадконакопления нарушается появлением отдельных прослоев карбонатных пород и аргиллитов неясного происхождения, но при устойчивом окислительном режиме осадкообразования. Базальтовые последовательности – секвенции – разделены кварц сцементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-селадонит – пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние и накладываются на гидротермальные проявления.

2.1.2. Обсуждение результатов бурения

Проявление вулканизма в средней юре практически в центральной части океана вызывает естественный вопрос о возможных природе и причинах, вызывающих такое проявление. Искать возможные причины внутри океана не имеет особого смысла потому, что нет сведений о каких-либо событиях, с которыми можно было бы связать проявление вулканизма. Исходя из сведений о бурении в северо-западной части океана – в пределах наиболее глубокой впадины Пигафетта проявление вулканизма вначале толеитового и затем щелочно-базальтового сопровождается формированием преобладающе хемогенных кремнистых отложений и практически отсутствием обломочных – терригенных отложений. Отсутствие таковых в этой части океана может свидетельствовать об отсутствии в сопредельных частях океана в это время каких-либо сооружений, которые могли бы являться источниками сноса в это время обломочных отложений. Итак своеобразие сочетающихся вулканизма и осадконакопления в это время – формирование потоков покровного вулканизма с проявлениями гидротермальной деятельности и формирование меж потоковых прослоев существенно кремнистых отложений. Именно это отличает кардинально принципы осадконакопления от последующих – в раннем мелу и позднее процессов осадконакопления. Отсутствие отложений этого возраста в тихоокеанских окраинах континентов, где они представлены преимущественно осадками миоцена еще раз подчеркивает исключительность событий келовея=бата, их размещение в центральной части океана, что не позволяет связывать их проявление с какими-либо другими внутриокеаническими событиями. Время, зафиксированное процессами вулканизма и осадконакопления в скв. 801 впадины Пигафетта – келловей-бат – совпадает со временем проявления тектонических движений средней юры, характеристика которого приведена в работе «А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Ленинград, 1989». Далее последовательно цитируются отдельные фрагменты этой работы из раздела «Средняя юра». «Среднеюрская эпоха – переломный момент в истории Земли. С одной стороны, многие палеогеографические черты унаследованы от предыдущей эпохи, с другой, крупные тектонические преобразования приводят к коренному изменению палеогеографических условий... В бате начинается глобальная перестройка структуры таких крупных регионов как Кордильеры Северной Америки, Андский пояс... мощный вулканизм на обширной территории материков – Патагония, Африка, Антарктида. Эти явления оказались предвестниками этапа новейшего океанообразования... Батская фаза тектогенеза предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности ее тектонического и

палеогеографического развития.». Отсутствуют прямые доказательства возможной связи событий в средней юре на континентах и в Тихом океане. Такая связь в гипотетической форме тем не менее может быть предпринята, как одна из возможных альтернатив в условиях отсутствия других. Весьма примечательна характеристика этих же авторов «Поздней юры». «Позднеюрская эпоха характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом. Преобладали движения отрицательного знака, обусловившие широкую морскую трансгрессию на континентах. Это связано с ускоренным процессом формирования Атлантического и Индийского океанов...». В предлагаемой интерпретации привлекает с одной стороны масштабность среднеюрской тектоники континентов, вполне способной активизировать глубинные процессы вулканизма в этой части океана. Механизм подобного возбуждения столь удаленных частей Земли всего лишь вероятен и далее предпринимается попытка сопоставить масштабные процессы в океане с синхронными им процессами на континенте.

Приведенные данные позволяют предполагать, что в пределах восточного склона Марианской дуги карбонатные мелководные рифовые известняки с конца поздней юры и начала раннего мела могли распространяться в ареале, занимающем площадь от современной окраины дуги до хребта Дайто. Возможно, в связи с этим в это время еще не существовала – не была заложена островная луга и все пространство занимали мелководные карбонатные отложения возраста титон-берриас-баррем. Приведенные данные можно интерпретировать как свидетельство распространения в хребте островной дуги и задуговом пространстве во временном интервале конца юры-титон-начала раннего мела мелководных частично рифовых условиях осадконакопления. Важно отметить, что такого рода карбонатные отложения не вскрыты бурением в пределах Северо-Западной абиссали и граница ареала распространения карбонатных фаций может интерпретироваться как условная граница, разделяющая бассейны осадконакопления – карбонатные на запад от островной дуги – стабильный тектонический режим и обломочные отложения к востоку от островной дуги – динамический режим осадконакопления. Следует подчеркнуть, что такие процессы ограничены во времени переходной стадией развития между юрой и мелом по существу переходный по времени характер процессов определяет распространение карбонатных фаций в условиях динамически не дифференцированного режима, проявленного в относительно ограниченном пространстве нынешней островной дуги и ее задугового пространства. Временном интервале титон-баррем карбонатных мелководных отложений (рифовые фации) в пространстве Марианской дуги и задугового бассейна Филиппинского моря по-иному представлено в части абиссальных впадин (Пигафетта), расположенных восточнее островной дуги. Здесь в разрезе скв. 801 – верхняя юра- верхний титон-оксфорд и верхний титон-оксфорд – продолжают с незначительными изменениями разрез средней юры и представлены в скв. 801 – существенно кремнистыми отложениями и красно-коричневыми аргиллитами, количество которых возрастает вверх по разрезу. Эти материалы показывают, что граница современной Марианской ОД разделяла в западной части ареал мелководных карбонатных отложений (Марианский хребет и хребет Дайто) и существенно хемогенные кремнистые отложения и аргиллиты в пределах расположенных восточнее ОД абиссали (Пигафетта). Развитие западной карбонатной области на этом и закончилось а области абиссали продолжали развиваться в конце раннего и в начале позднего мела. Здесь в это время, сеноман-альб, формировались существенно обломочные вулканокластические отложения которые содержат красные водоросли, обломки эхинодерм – свидетельства мелководной обстановки и размещения источников обломочного материала в мелководных условиях. Такой характер осадконакопления свидетельствует о возможном формировании севернее современных абиссали области, где к этому времени были сформированы структуры – плато и поднятия. По свидетельству авторов составителей (Ронов, Хаин, Балуховский, 1989) общие характеристики поздней юры и раннего мела отчасти могут быть спроецированы на рассмотренные отложения современных ОД и задугового бассейна. Эти характеристики таковы. «Позднеюрская эпоха характеризуется

относительно спокойным тектоническим режимом. Преобладали движения отрицательного знака, обусловившие морскую трансгрессию на континенты» и далее «В течение раннего мела... площади морских бассейнов на континентах расширяются». На основе приведенных материалов особый интерес представляют материалы, позволяющие выделить возможное существование в этой части океана двух тектонических «доменов», формировавшихся практически одновременно, но демонстрирующих литостратиграфические различия – глобальную фаціальную изменчивость. Сосуществование на западе мелководных карбонатных отложений и на востоке в области ограниченной ОД и асейсмичными хребтами (Императоский, Гавайский), а восточнее формирование отложений, в составе которых наряду с кремнистыми отложениями появляются, пожалуй, впервые в истории океана, обломочные вулканокластические отложения. Условия формирования эти отложений, так же, как и карбонатных на западе характеризуются мелководными условиями осадконакопления.

2.2. Верхи поздней юры (титон) и низы раннего мела (берриас, баррем)

2.2.1. Результаты бурения

Характеризуемые ниже возрастные подразделения по данным бурения представлены преимущественно карбонатными породами. Эти породы не образуют отдельных самостоятельных литостратиграфических подразделений и выявлены в виде обломочных фракций в горизонтах более молодого – преимущественно третичного возраста. Рассматриваемые литологические ассоциации вскрыты бурением в различных частях островных дуг – Марианской и Идзу-Бонинской. Такое нахождение обломков может свидетельствовать о том, что во временном интервале титон-берриас-баррем породы этого возраста могли образовывать ареал мелководных карбонатных ассоциаций в пространстве, ограниченном на востоке хребтом Марианской дуги, а на западе районом нынешнего залегания задуговых хребтов и в частности хребта Дайто.

На внутренней островодужной стенке Марианского желоба в 23 км от оси желоба скважина 460 заложена в пределах небольшого осадочного бассейна, ограниченного разломами, шириной 1 км, Скважина расположена на 2200 м выше по глубине от оси желоба. Поверхность осадков слабо наклонена к западу по направлению к островной дуге. В разрезе скв. 460 (эоцен-олигоцен) – вскрыт известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями, гравием и песком. Переработанные элементы в глинистом матрикс в песке и гравии размером до 2 см представлены субугловатыми и субокруглыми литифицированными осадки (аргиллиты, песчаники, фрагменты вулканических пород, измененного стекла и кристаллов). Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками (calpionellids) возраста титон-баррем. Цемент обломочных пород – глинистый матрикс. Вулканический материал представлен фрагментами измененных вулканических пород. Присутствуют, а также обломки известняков с фауной (титон-баррем).

Судя по составу обломочного материала заметные различия могли существовать в истории развития Северо-Западной абиссали, граничащей с востока с ОД и развития самой ОД. Хотя, как уже отмечалось в преддуговом бассейне ОД, в скв. 460 в составе обломочного материала присутствуют известняки с фауной титона-берриаса, что может свидетельствовать о том, что в пределах хребтов ОД могли существовать осадочные бассейны – докайнозойские.

Скважина 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Осадки основания хребта – отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. Целенаправленное изучение обломков в конгломератах позволило выделить три главных категории обломков и вулканических пород. Меловые рифовые известняки и среднеэоценовые биокласты. Вулканические породы представлены,

преимущественно, щелочными базальтами со средним количеством андезитов и габбро. С вулканическими породами ассоциируют фрагменты гидротермальных жил и гиалокластит-песчаные обломки. Меловые рифовые известняки подразделяются на лагунные, зарифовые, и канально рифовые. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем-маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального поздне мелового подъема уровня моря. Средне эоценовые биокласты представлены крупными фораминиферами, инкрустированными красными водорослями. Их присутствие показывает, что хребет Дайто снова воздымался перед проседанием на современные глубины, фиксируя смену терригенной седиментации на пелагическую в среднем эоцене.

Приведенные данные позволяют предполагать, что в пределах в островодужного склона Марианской дуги карбонатные мелководные рифовые известняки в конце поздней юры и начала раннего мела могли распространяться в ареале, занимающем площадь от современной окраины дуги до хребта Дайто. Возможно, в связи с этим в это время еще не существовала – не была заложена островная луга и все пространство занимали мелководные карбонатные отложения возраста титон-берриас-баррем. Приведенные данные можно интерпретировать как свидетельство распространения в хребте островной дуги и задуговом пространстве во временном интервале конца юры- титон – начала раннего мела мелководных частично рифовых условиях осадконакопления. Важно отметить, что такого рода карбонатные отложения не вскрыты бурением в пределах Северо-Западной абиссали и граница ареала распространения карбонатных фаций может интерпретироваться как условная граница, разделявшая бассейны осадконакопления – карбонатные на запад от островной дуги – стабильный тектонический режим и обломочные отложения к востоку от островной дуги – динамический режим осадконакопления. Следует подчеркнуть, что такие процессы ограничены во времени переходной стадией развития между юрой и мелом по существу переходный по времени характер процессов определяет распространение карбонатных фаций в условиях динамически не дифференцированного режима, проявленного в относительно ограниченном пространстве нынешней островной дуги и ее задугового пространства.

2.3. Ранний мел

2.3.1. Результаты бурения

Переходя к рассмотрению раннемеловой истории геологического развития Тихого океана- следует отметить, что области преобладающего распространения меловых и в том числе раннемеловых отложений расположены в абиссалих северо-запада. При этом следует вначале вернуться к итогам рассмотрения истории развития юры и начала раннего мела. Важно подчеркнуть, что ареальное распространение вскрытых скважинами меловых отложений устойчиво установлено бурением лишь в западной части Тихого океана, ныне представленного абиссалиями. В отличие от этих структур меловые – раннемеловые отложения практически не вскрыты бурением в сопредельных структурах Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг и их задуговых пространствах. Это позволяет предположить, что развитие современной абиссалий и сопредельных с ними современных островных дуг в юре и в начале мела могло происходить по- разному и соответственно предположить, что граница между этими структурами в это время и как выяснится в дальнейшем – не меняла своего пространственного расположения- была фиксированной. Осадконакопление в поздней юре и раннем мелу – титон-баррем в пределах современных Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг и их задуговых бассейнов крайне ограничено и представлено карбонатными отложениями этого возраста, выявленными обломочном материале – в третичных отложениях. Можно, в связи с этим предположить, что здесь в ограниченном временном интервале –

титон-баррем формировались мелководные карбонатные – рифовые фации, которые в дальнейшем в олигоцене-миоцене в ходе активной динамической истории были разрушены в процессе соиздания системы островодужных бассейнов и хребтов. К этому важно добавить то, что если использованные данные бурения корректны то, начиная с со времени титон- и далее баррем граница современных Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг и абиссали не меняла своего расположения, оставаясь фиксированной в течение этого времени и далее в эоцене-миоцене-плейстоцене.

Более сложной по материалам глубоководного бурения является задача сопоставления раннемеловых отложений той части океана, которая ныне занята абиссалими Северо-Запада и сопредельными с ними плато и поднятиями, а также сочленяющимися с ними на востоке асейсмичными хребтами- Императорским и Гавайским. История развития абиссали в период времени средняя- верхняя юра и ранний мел рассмотрена в одном из предыдущих разделов.

В северо-западной части океана пространственно совмещены такие разные по литостратиграфическим характеристикам структуры как абиссальные впадины- Марианская, Науру, Пигафетта и разнообразные плато, поднятия, гайоты и атоллы. Это сообщество разнотипных структур ограничено на востоке системой асейсмичных хребтов- Императорским и Гавайским, которые в свою очередь граничат с – Северо-Восточной абиссалью, переходящей еще далее к востоку во фланги Восточно- Тихоокеанского поднятия. Литостратиграфия и петрография этих структур приведена в соответствующих разделах. Здесь же стоит задача рассмотреть динамику становления- на раннемеловом этапе этих структур – историю их геологического развития, основываясь исключительно на материалах глубоководного бурения. Особое внимание будет, так же, как и раньше уделено характеристике граничных взаимоотношений структур на рассматриваемом этапе развития.

В пределах Северо-Восточной абиссали к востоку от острова Хоккайдо и юго-востоку от поднятия Шатского скважины рейса 32, забурены на глубинах в среднем 5600 м и вскрыли надбазальтовые раннемеловые отложения – поздний альб- баррем- готерив, ниже которых вскрыты измененные покровы базальтов, чередующихся с гиалокластитами. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелы, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиоляриям. Детальная поинтервальная датировка кернов, в широком интервале возрастов и достаточно дробным делением по радиоляриям кернов, вступает в явное противоречие с очень обобщенной характеристикой литологического состава отложений, вскрытых бурением. При этом практически без комментариев остаются значительные и датированные перерывы в осадконакоплении. Так, в скв. 303 отмечено налегание позднемиоценовых отложений на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и весь палеоцен, и поздний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана- позднего альба. Здесь из разреза выпадают неоген, палеоген и ранний мел. Вопросы возникают и оттого, что в тексте, резюмирующих разделов, отсутствуют комментарии по этому важному вопросу, а из довольно лаконичного описания литостратиграфии, не становится ясно, как могли быть не замеченными, такие невероятно длительные перерывы в осадконакоплении продолжительностью не менее 70 млн. лет. Также важно отметить, что в описании состава надбазальтовых отложений указана их насыщенность гидроокислами железа и отмечается (не всегда) характеристика изменений базальтов, хотя используется термин «выветривание». Необходимо также отметить

сравнительно широкий временной интервал формирования раннемеловых отложений и отсутствие в меловых отложениях типичного для океанов отложений временного интервала конца верхнего мела – маастрихт-кампан. Следует также отметить отсутствие в надбазальтовом разрезе отложений обломочных потоков, типичных для абисселей других рейсов Северо-Западной впадины.

В пределах Северо-Западного бассейна пробурена скв. 1179 рейса 191. Скважина расположена между Японией и поднятием Шатского. Глубина – 5400 м. Пробурено 375 м осадков и 100 м базальтового основания. До глубины 246 м вскрыты преимущественно пелагические глины и нанофосильные илы до миоцена и только после 283 м вскрыты раннемеловые базальты. Надбазальтовые отложения: трещиноватые кремни, пестроцветные трещиноватые, брекчированные, плохо сохранившиеся, сантиметровые прослои кремней, дециметровые прослои мела и кремнистых известняков, порцелланитов, радиолярий, раннего мела. Базальтовое основание – ранний мел – афировые базальты разделены на 48 потоков; массивные потоки, пиллоу-лавы, разделенные осадками и вулканическими брекчиями. Первичная минералогия базальтов позволяет отнести их к базальтам СОХ, скорее, чем к базальтам океанических островов. Стекловатые разности базальтов палагонитизированы. Кальцит, селадонит, сапонит, смектит и цеолиты заполняют трещины и миндалины.

Бурение в абиссали Северо-Западного бассейна проведено в рейсах 61, 129. Глины и карбонатные породы раннего мела с характерным присутствием в осадках ихтиолитов – ранний мел – и ниже вскрыты раннемеловые базальты. Результат завершения рейса 129, заключается в том, что в этом рейсе первые и единственные скважины проникают в изверженный фундамент (не обязательно слой 2) в бассейнах Восточно-Марианском и Пигафетты, что позволяет проводить экстраполяцию результатов бурения в этих самых древних бассейнах Тихого океана. Бурение, проведенное в рейсе 129 показало, что позднемеловые потоки базальтов, перекрывают юрские и нижнемеловые отложения по всей Восточной части Марианского бассейна и юго-востоку бассейна Пигафетты. Принципиально важно, что верхняя – существенно меловая и нижняя – существенно юрская части разреза скв. 801 – различны по составу и строению разреза. Нижняя юрская – преобладающе красноцветные кремни и аргиллиты, в основании которых расположены потоки лав базальтов, в значительной степени, измененных, окисленных – являются источниками базовых гидроокислов железа осадочной юрской толщ и в том числе ее частей, чередующихся с лавовыми потоками. Верхняя пачка, в значительном временном интервале и третичных и меловых отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководного состава и строения источника материала в турбидитах, которыми считаются расположенные севернее ныне подводные горы и гайоты. Таким образом, здесь происходит, в известном смысле, двухстадийное становление абиссальной котловины с юрскими базальтами в ее основании. Без особых нарушений такое развитие впадины можно трактовать, как двух стадийное и насыщенное тектоническими событиями и в верхней, и в нижней частях разреза, впадины. Следует, также, особо отметить, что случай скв. 801 уникальный не только в пределах Тихого океана, но и в других океанах. Остается во многом неясным, какими же были причины резкой смены истории двухстадийной этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же возможно в случае бурения – глубокого – ниже меловых отложений, вскрытия других фрагментов юрских элементов в истории развития Тихого океана.

В рейсе 185 скважина 801 рейса 129 была заложена в стволе скв. 801 и пробурена дополнительно на 450 м для вскрыши среднеюрских отложений. Рейс 129 обозначен исполнителями как «Древняя кора Тихого океана» (1990) и именно этой задаче и было посвящено бурение в пределах абиссальной впадины Пигафетта с глубиной заложения скв 800 – 6241 м., скв. 801 – 5685 м и скв. 802-5969 м в бассейнах Марианском. Характеристика состава и строения разрезов по этим скважинам приведена в соответствующем разделе. Здесь же коротко резюмируем лито- и петрогеодинамические особенности разрезов по этим скважинам. Важно отметить, что все эти бассейны,

впадины находятся в обрамлении вулканических поднятий и крупных симаунтов, что соответствующим образом и отражено в строении разрезов и в составе слагающих их отложений. Базовой отличительной особенностью их строения является очень широкое распространение в них вулканокластических отложений, характерной особенностью строения прослоев, которых является резкая нижняя граница и диффузная верхняя граница с подобием градационной слоистости. Такие прослои в значительном количестве (до 100 и более) присутствуют в меловых отложениях. Важно также отметить многочисленные перерывы в осадконакоплении. Все это свидетельства напряженной тектонической обстановки и взаимосвязи формирования вулканокластических прослоев с тектоническими движениями и эрозией тех же меловых отложений в сопредельных с бассейнами поднятиях. В разрезе скв. 800 пелагические осадки вскрыты скважиной до альба. Переотложенные вулканокластические отложения апта их происхождение связывается с недалеко расположенными образованиями симаунта Химу и эти мелководные отложения могли быть также образованы из образований гайотов, расположенных в 100 милях к юго- и северо-востоку от места бурения скв. 800. Пелагические осадки вновь появились в разрезе нижнего мела. Юрская кора не была вскрыта скважиной и древнейшие осадки представлены берриасом. Максимум вулканической активности приурочен к апту. В скв. 802 вулканокластические осадки как меловые, так и миоценовые содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. Присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симаунты тогда формировали острова. В пачке 5 мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельства нахождения вблизи или выше поверхности моря. В пачке 2а – в основании мелководные карбонатные обломочные породы и фрагменты древесины показывают, что источник находился выше уровня моря. В тонких покровах пиллоу-лав вверху содержится галечник базальтов, перекрытых темно-коричневым аргиллитом (поток 1) красно-коричневые осадки перекрывают поток 2. В скв. 801С пачка 6 – 461. 6-590. 9 м средняя юра – келловей-бат – основание разреза. Нижние 133 м содержат чередующиеся маломощные потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов, и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноваты, брекчированы. Осадки между потоками, главным образом, кремни с силифицированными радиоляритами. Присутствуют перекристаллизованные известняки. Между базальтами также встречаются прослои красных аргиллитов мощностью 1-5 см, вулканокластические метаосадки с перекристаллизованными микрофоссилиями, перекрываемые обогащенным железом метакремнями. Красные известковистые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и кремни наблюдаются между потоками базальтов в основании разреза скв. 801С. В верхней части лавовых потоков сантиметровые базальтовые фрагменты более окислены, чем нижележащие. Все породы скв. 801С по-разному изменены от 10 до 75%. Наконец, следует отметить, что в наибольшей степени из всех пачек (потоков) окислены верхние от 1 до 4, при этом наиболее окислена верхняя часть пачки 2. Базальты при микроскопическом изучении показывают присутствие мелких миндалин. Глобальное несогласие между морскими осадками оксфорда и келловея обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью верхнего келловея и или нижнего оксфорда. Присутствие несогласия между келловеем-батом и оксфордом в скв. 801, может отражать проявление здесь глобального события, маркирующего границу средней- поздней юры, что не отражает локального тектонического события.

Основываясь на том, что в пределах – внутри-Северо-Западной абиссали скважины расположены в относительно недалеко размещенных участках в пределах разных впадин – Марианской, Науру и Пигафетта,

представляется возможность оценить масштабы хронологической и фациальной изменчивости раннемеловых отложений внутри рассматриваемой структуры. Этот процесс можно представить как анализ внутрискелетной хроностратиграфической литолого-фациальной зональности в структуре в юре, начавшей развитие океана.

В крайней северо-западной части структуры в 100 км к востоку от Идзу-Бонинского желоба в пределах бассейна Надежда и скважина расположена на неотчетливо выраженном батиметрическом поднятии. Эволюция осадконакопления здесь разделена на четыре эпизода, начинающихся с валанжина известковистой пелагической седиментацией Поздний готерив - поздний валанжин – радиоляриевые кремнии порцелланиты, доломиты и мел, характеризуется присутствием карбонат содержащих пород, чередующихся с радиоляриевыми кремнями. Вниз по разрезу возрастает количество карбонатного материала; появляются светлый мел и мрамор с баритом, доломитом и остатками рыб. Нижние 10 м разреза поздний валанжин, перекристаллизованные доломиты заполняют трещины в брекчированных базальтах. Несколько иначе построен разрез раннемеловых отложений в бассейне Науру. Осадочное основание – коричнево-красные глины, вулканокластические песчаники и аргиллиты – баррем. С этими осадками переслаиваются, в том числе, и косослоистые вулканокластические песчаники с обломочным карбонатом. В дальнейшем выше по разрезу преобладают пестро окрашенные аргиллиты, которые в основании разреза становятся коричнево-черными и коричневыми. В основании осадочного разреза пестроцветные аргиллиты сменяются коричнево черными аргиллитами. Галечные конгломераты присутствуют на различных уровнях. Обломки угловатые от 5 до 8 мм с редкими гальками базальтов. Один прослой содержит радиолярии баррема, обломки рыб и агглютированные фораминиферы. На севере бассейна Пигафетта. древнейшие осадочные породы: готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые красные кремни в основании разреза. В центре Марианского бассейна – сеноман- верхний апт-альб – коричневые известковистые алевролиты и радиоляриевые известняки; содержатся прослои турбидитов и песков. Цвета коричневые и красно-коричневые, присутствует вулканическое стекло и цеолиты, аргиллиты и радиоляриты – в нижней части разреза – коричневые вулканокластические турбидиты; в них содержится 10-15% оксидов железа; 10% – цеолитов, – вулканические турбидиты, аргиллиты. В турбидитах обломки изверженных пород, вулканического стекла, нанофоссилии, радиолярии. Туфогенные аргиллиты содержат обломки изверженных пород – темно-коричневые до черных. Присутствуют смектиты, окислы железа и марганца. Присутствуют обломки древесины. Базальты, верхний апт (?) – 50,6 м – серии тонких (<1-2 м) базальтовых лав. Изменения слабые, низкотемпературное субмаринное выветривание. Вулканокластические осадки, как меловые, так и миоценовые, содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. Присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симаунты тогда формировали острова. Мелководные карбонатные обломочные породы и фрагменты древесины показывают, что источник находился выше уровня моря. В тонких покровах пиллоу-лав вверху содержится галечник базальтов, перекрытых темно-коричневым аргиллитом (поток 1) красно-коричневые осадки перекрывают поток 2. Таким образом на крайнем северо-западе структуры основание разреза поздний готерив- поздний валанжин – радиоляриевые кремнии порцелланиты, доломиты и мел, характеризуется присутствием карбонат содержащих пород, чередующихся с радиоляриевыми кремнями. В бассейне Науру осадочное основание – коричнево-красные глины, вулканокластические песчаники и аргиллиты – баррем. С этими осадками переслаиваются, в том числе, и косослоистые вулканокластические песчаники с обломочным карбонатом. На севере бассейна Пигафетта. древнейшие осадочные породы: готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые

красные кремни в основании разреза. В центре Марианского бассейна – сеноман- верхний апт-альб коричневые известковистые алевролиты и радиоляриевые известняки; содержатся прослои турбидитов и песков.

Соответственно в пределах Северо-Западной структуры океана распространены в е разных частях раннемеловые отложения состав которых варьирует от обломочных вулканокластических – бассейна Науру, до кремнистых отложений во впадине Пигафетта, продолжающих режим осадконакопления юры – Наиболее ранние отложения основания раннего мела готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые красные кремни в основании разреза. Эти данные, следовательно, позволяют считать, что в раннем мелу режим осадконакопления на северо-западе океана был дифференцирован в разных участках. и по времени начинался с основания до верхов раннего мела.

После рассмотрения сведений о своеобразии развития абиссальных впадин северо-запада океана важно обратиться к расположенным сопредельно с этими впадинами плато и поднятиями. Такими плато и поднятиями являются системы линейной цепи островов Лайн, поднятия Манихики, Хесса, Мид Пацифик, Шатского и, наконец, расположенное в южной части структуры плато Онтонг-Джава, размеры которого сопоставимы с размерами Аляски.

В рейсе 33. «Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана» приведены материалы бурения, на основании которых рассматривается история развития, в частности, поднятия Манихики следующим образом:

1. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.

2. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.

3. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозионных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени апт-баррем. 4. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.

5. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.

6. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Возраст базальтового основания поднятия Манихики древнее, чем в более северных поднятиях Магеллана и Шатского, и чем, в расположенных южнее, поднятии Онтонг-Джава. Северное окончание главного тренда Лайн – север-северо-запад с возрастом 128 млн лет, апт-баррем, где драгированы трахиты и фонолиты. Время южной части этого тренда не известно. В горах Мид Пацифик базальтовое основание не вскрыто. Древнейшая пачка- 190 м - кластические известняки раннего мела- баррем. Мелководные карбонатные обломки представлены оолитами, обломками моллюсков, фрагментами строматолитов и редкими зёрнами глауконита. Вышележащие 45 м – содержат циклические известняки раннего мела- ранний апт – с прослоями вулканического пепла – свидетельство вулканической активности в пределах близлежащих островов. Вышележащие 135 м – сложены пестро окрашенными известняками с прослоями кремней – обычными компонентами в разрезе раннего апта- середины альба. Верхняя часть разделена на две субпачки, нижняя из которых – 405 м от альба до раннего маастрихт-нанофоссильный и фораминиферовый мел и известняк, а также кремни и порцелланиты. История развития района заложения скв. 463 рассматривается следующим образом. В позднем барреме район располагался вблизи океанических вулканических островов, ассоциированных с мелководными карбонатными банками. Существование мелководных условий подтверждается присутствием строматолитов, оолитов, фрагментов эхинодерм и крупных моллюсков в обломочных известняках. После того, как вулканическое основание просело, мелководные осадки переместились на промежуточные глубины, образуя кластические известняки, чередующиеся

с известняками – баррема-раннего апта. Известняки и отсутствие бентической моллюсковой фауны позволяет считать, что глубина была большей, чем основание волн – около 200 м. Вскоре после отложения последних кластических известняков раннего апта осадочная последовательность, по данным керна скв. 463, обогатилась примесью крупных объемов вулканического пепла. Наиболее поздние меловые осадки представлены нанофоссильными илами и мелом, с хорошо сохранившимися микрофоссилиями. Высокая скорость осадконакопления отмечена в раннем маастрихте. Кайнозойское осадконакопление редуцировано по отношению к меловому с отчетливо проявленным несогласием между мелом и ранним эоценом.

Главные события мелового вулканизма – баррем- апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет, но возможно, что вулканизм был связан во времени и пространстве. Важно также отметить вулканическое событие, зафиксированное в виде вулканогенных осадков в сантоне-маастрихте в восточной части гор Мид-Пасифик и гайота Горизон в островной цепи Лайн. Поднятие Хесса разделяется на три физиографические или морфологические провинции: северное поднятие Хесса, центральная платформа и южное поднятие Хесса которое подразделяется на западный хребет, банку Меллиш и восточный хребет. Эти поднятия разделены разломами, которые внутри поднятий разграничивают их на грабены и горсты, а также на западный и южный разломные эскарпы. Изверженные породы представлены толеитовыми базальтами в северном поднятии (скв. 464) и трахитами (скв. 465) – в южном поднятии. Трахиты извергались в мелководных или субаэральных условиях и представляют поздние дифференциаты щелочно-базальтового расплава. Данные сейсмостратиграфии коррелируются с главными литофациями. Нижняя акустическая пачка – вулканическое основание. Местами верхи этой пачки представлены хорошо литифицированными известняками и кремнями. Средняя пачка акустически расслоена и представлена известняками альба и сеномана, мелом и кремнями южного поднятия Хесса, и альб-сеноманскими кремнями, мелом, известняками северного поднятия Хесса. Средняя пачка, возможно, альб – до нижнетретичных – мел, кремни и нанофоссильный ил вскрыты бурением на центральной платформе. Верхняя акустическая пачка слабо стратифицирована и представлена верхним мелом до квартера нанофоссильными илами на южном поднятии и пелагическими глинами того же возраста.

Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Свидетельством проявления поздних стадий вулканизма является присутствие трахитовых пеплов в средне-позднемеловых отложениях и присутствие гайотов, венчающих главные вулканические постройки. Палеореконструкции этого региона по данным бурения скв. 463 позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины. Мелководные известковистые фоссилии в скв. 463 содержатся в мелах, известняках и кремнях мела. Эти отложения накапливались быстро и документируют присутствие высокопродуктивных поверхностных водных масс вокруг бывших вулканических островов и выше побережья. Кайнозойские известковистые илы прерываются в некоторых местах несогласиями. Переработанный пелагический материал,

совместно с перерывами и несогласиями, указывают на интенсивное возобновление действия мезо- и батипелагических водных масс, которые могли генерировать интенсивную придонную эрозию.

Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид-Пасифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации в процессе бурения 1600 м – готерив - поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт – плиоценовых пелагических осадков. Базальные известняки готерива перекрывают кластические известняки баррема, которые являются древнейшими мелководными карбонатными породами, открытыми в горах Мид-Пасифик в Тихоокеанском бассейне. На основании анализа бентических фораминифер распознаются следующие главные палеогеографические условия, по данным бурения скв. 866: песчаные нормально морские условия – готерив; ограниченные лагунные условия со строматолитами – баррем-ранний апт; нормальные морские лагунные условия – поздний апт-альб. Глубокие скважины, пробуренные в древних лагунах Аллисон (скв. 865А) и Резолюшн (скв. 866А), вскрыли мощные мелководные известняковые платформы, которые фиксируют историю гайотов от погружения вулканического пьедестала через финальное погружение карбонатной платформы. Их формирование, несмотря на различия, были обусловлены сложными вертикальными траекториями. Карбонатная платформа сформирована в барреме, в условиях быстрого проседания и накопления 1620 м осадков в альбе. Напротив, мощность мелководного известняка, покрывающий гайот Аллисон составляет 731-м, накопленный во время его быстрого опускания во время позднего альба. Несмотря на быстрое оседание, лагунные фации на обоих гайотах указывают на очень мелководные условия осадконакопления во время формирования большей части истории карбонатных платформ. Кроме того, фрагменты разреза карбонатных платформ подразумевают короткопериодные циклы воздымания и погружения. Платформы обоих гайотов свидетельствуют о появлении карстообразования в какое-то время после альба. Скважины, пробуренные по периметру вершины гаюта Резолюшн не обнаружили обильный рифовый материал, как на атоллах тихоокеанского кайнозоя. Эти результаты указывают на важные различия между кайнозойскими и меловыми атоллами в этой части земного шара; последние, вероятно, были скорее похожими на открытые платформы с низким рельефом. В скв. 869 была зафиксирована совершенно другая история, на пьедестале, примыкающем к паре атолл-гайот, Пикинни и Водеджебато. На этом участке было обнаружено удивительно небольшое мелководье. Вместо этого обилие вулканических веществ было связано с мутьевыми течениями, с позднего сеномана до маастрихта. Особенно большие притоки такого материала в сеномане и кампане могут означать вулканические эпизоды на близлежащем вулканическом сооружении. Немного мелководные фрагменты и кусочки остатков угольных растений в сеноманских слоях предполагают существование близлежащей земли и мелкой карбонатной отмели в то время. Во время кайнозоя вулканизм прекратился, и преобладали пелагические осадки. Результаты бурения на гайотах Резолюшн и Аллисон гор Мид-Пасифик задокументировали длительную историю вулканизма, проседания и накопления готерив- альбских мелководных карбонатных отложений. Основание гайота Резолюшн представлено субаэральными потоками щелочных базальтов. Перекрывающие их мелководные осадки имеют мощность 1620 м. Осадки скв. 866 в 2 км от края платформы отлагались, в мелководных до промежуточных глубин, с чередующимися субаэральными обнажениями. В скв. 867 0,5 км от края платформы пляжные и штормовые отложения обычны и в скв. 868 -0,9 км от края – губки и рудисты в жизненных позициях обитания показывают условия края платформы. В пределах гайота Аллисон щелочные базальты вскрыты в основании скв. 865А. Сейсмические данные показывают, что осадки мощностью 600 м перекрывают базальты. Осадки основания датируются альбом. Вышележащие глинистые известняки отлагались в спокойных условиях. Далее вверх по разрезу глины исчезают,

отражая погружение вулканических холмов и проседание симаунтов. Выше отлагались серии ракушняка в суб- и интраприливных условиях. В позднейшем альбе снижение уровня моря на 200 м, известняковые слои на обеих гайотах продолжили формирование в субаэральных и эрозионных условиях, причины которых не ясны. В середине турона гайоты снова были погружены и происходило накопление только пелагических осадков. Почему не было дальнейшего мелководного осадконакопления неясно. Верхнемеловые пелагические осадки сохранились только в полостях известняков альба.

Плато Онтонг-Джава. Скв. 807 С. Глубина – 2805,7 м. Основание разреза – апт-альб – базальтовое основание пробурено на протяжении 149,7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами – подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт?) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия. Базальты основания плато Онтонг-Джава – толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были найдены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают ограниченный диапазон несовместимого элемента и изотопическую вариацию, но небольшие различия очевидны между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков в скв. 807 – 40Ag-39Ag. Возраст лавы скв. 807 и скв. 286 глубоководного бурения неразличим в отношении раннего апта, среднее значение 122 млн. лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), что указывает на то, что платообразующий вулканизм закончился (апт-баррем) более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато.

Понятие Шатского расположено в северо-западной части Тихого океана и является одним из наиболее крупных океанических плато. Скважиной U1347A вскрыты отложения раннего мела (берриас-поздний валанжин), перекрывающие вулканическое основание. Осадки (60 м) – слоистые и полосчатые песчано-аргиллитовые содержат фрагменты аммонитов. Осадочный материал мелкозернистый, возможно вулканогенный, слоистость указывает на турбидитовые течения. Глауконитовые радиоляриты и силифицированные известняки перекрывают эти аргиллиты и содержат хорошо сохранившиеся радиолярии, замещенные во многих случаях глауконитом. Присутствие косой слоистости указывает на очень мелководные морские условия, или условия выше уровня волн и тенденцию к обмелению, предшествовавшую последующему проседанию и отложению пелагических, обогащенных кремнистым материалом, фаций. Открытие мелководных, и даже субаэральных отложений во многих скважинах, пробуренных на поднятии Шатского, позволяет считать, что это поднятие в раннем мелу являлось скорее полупогруженным архипелагом, чем исключительно подводным образованием. Литологические и биологические данные указывают на мелководные морские условия, включая карбонатные осадки, мелководные ассоциации фауны, присутствие остатков древесины, глауконита и структурные свидетельства мелководного осадконакопления. В рейсе 324 базальтовые лавы основания вскрыты в скважинах верхних (вершинных) частей массивов (скв. U1346 и U1349) и в пределах двух флангов (скв. U1347 и U1350). Лавовые потоки в обеих вершинных скважинах характеризуются высокой (более 40%) миндалекаменностью, свидетельствующей о мелководных субмаринных или субаэральных условиях их излияния. Субаэральные условия наиболее выразительны в скв. U 1349 по стилю выветривания лав, присутствию сильно окисленных горизонтов, которые рассматриваются как наземные коры выветривания (paleosol), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. Наоборот, лавовые потоки, располагающиеся на флангах массивов, представлены преимущественно, подушечными лавами, чередующимися с вулканокластическими или морскими

отложениями. Один из массивных потоков, вскрытых в скв. U1347 – 23 м гомогенных лав, демонстрирует характеристики, присущие континентальным покровным базальтам. Присутствие подушечных и массивных лавовых потоков обнаружено и в базальтах плато Онтонг-Джава. Сейсмические профили двух массивов (Ори и Ширшова) фиксируют плоские вершинные их части ниже осадочного покрова, являющиеся свидетельством их волновой эрозии перед формированием покровных осадков. Сегодня эти массивы располагаются на глубине более 2000 м. Этот факт может быть объяснен значительным литосферным поднятием перед или в процессе формирования поднятия Шатского и последующего его погружения (проседания) ниже уровня моря. Если мы предположим, что базальтовое основание всех четырех скважин рейса 324 (U1346, U1347, U1349, U1350) погружалось со скоростью, присущей нормальной океанической литосфере, то расчетные глубины их извержения должны быть мелководно морскими или располагающимися выше уровня моря. Таким образом, бурение рейса 324 подтверждают мелководно-морскую или субаэральную природу вулканизма поднятия Шатского.

Приведенные данные, свидетельствуют о заметных различиях в истории развития абиссали, граничащей с ОД и развития самой ОД. Хотя, как уже отмечалось в преддуговом бассейне ОД, в скв. 460 в составе обломочного материала присутствуют известняки с фауной титона-берриаса, что может свидетельствовать о том, что в пределах хребтов ОД могли существовать осадочные бассейны – до кайнозойские. Скважина 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Перерыв обнаружен в раннем олигоцене. Осадки основания - отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем- маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального поздне мелового подъема уровня моря. Среднеэоценовые биокласты представлены крупными фораминиферами, инкрустированными красными водорослями. Их присутствие показывает, что хребет Дайто снова воздымался перед проседанием на современные глубины, фиксируя смену терригенной седиментации на пелагическую в среднем эоцене. Близ расположенной скважине 446, основание разреза – ранний-средний эоцен – серый известковистый аргиллит, глауконитовый аргиллит, измененный пепел. Целенаправленное изучение обломков в конгломератах позволило выделить три главных категории обломков и вулканических пород. Меловые рифовые известняки и среднеэоценовые биокласты. Вулканические породы представлены, преимущественно, щелочными базальтами со средним количеством андезитов и габбро. С вулканическими породами ассоциируют фрагменты гидротермальных жил и гиалокластит-песчаные обломки. Меловые рифовые известняки подразделяются на лагунные, зарифовые, и канально рифовые. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем- маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального поздне мелового подъема уровня моря.

2.3.2. Обсуждение результатов бурения

В пределах Северо-Западной структуры океана распространены в ее разных частях раннемеловые отложения, состав которых варьирует от обломочных вулканокластических – бассейна Науру. до кремнистых отложений во впадине Пигафетта, продолжающих режим осадконакопления юры – . Наиболее ранние отложения основания раннего мела готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые красные кремни в основании разреза. Эти данные, следовательно, позволяют считать, что в раннем мелу режим

осадконакопления на северо-западе океана был дифференцирован в разных участках и по времени происходил с основания до верхов раннего мела.

После рассмотрения сведений о своеобразии развития абиссальных впадин северо-запада океана важно обратиться к расположенным сопредельно с этими впадинами плато и поднятиями. Такими плато и поднятиями являются системы линейной цепи островов Лайн, поднятия Манихики, Хесса, Мид Пацифик, Шатского и, наконец, расположенное в южной части структуры плато Онтонг-Джава, размеры которого сопоставимы с размерами Аляски. Возраст базальтового основания инициирующего развитие поднятия Манихики древнее, чем в более северных поднятиях Магеллана и Шатского, и чем, в расположенных южнее, поднятии Онтонг-Джава. Северное окончание главного тренда Лайн – север-северо-запад с возрастом 128 млн лет, апт-баррем, где драгированы трахиты и фонолиты. В горах Мид Пацифик базальтовое основание не вскрыто. Древнейшая пачка – 190 м – кластические известняки раннего мела – баррем. Мелководные карбонатные обломки представлены оолитами, обломками моллюсков, фрагментами строматолитов и редкими зёрнами глауконита. Вышележащие (45 м) – содержат циклические известняки раннего мела – ранний апт – с прослоями вулканического пепла – свидетельство вулканической активности в пределах близлежащих островов. Главные события мелового вулканизма – баррем-апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет. Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид-Пасифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации в процессе бурения 1600 м – готерив - поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт-плиоценовых пелагических осадков. Базальные известняки готерива перекрыты кластическими известняками баррема. Известняки готерива являются древнейшими мелководными карбонатными породами, открытыми в горах Мид-Пасифик в Тихоокеанском бассейне. Основание разреза плато Онтонг-Джава – апт-альб – базальтовое основание пробурено на протяжении 149,7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами – подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт?) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия. Понятие Шатского расположено в северо-западной части Тихого океана и является одним из наиболее крупных океанических плато. Скважиной U1347A вскрыты отложения раннего мела (берриас-поздний валанжин), перекрывающие вулканическое основание. Открытие мелководных, и даже субаэральных отложений во многих скважинах, пробуренных на поднятии Шатского, позволяет считать, что это поднятие в раннем-мелу являлось скорее полупогруженным архипелагом, чем исключительно подводным образованием. Литологические и биологические данные указывают на мелководные морские условия, включая карбонатные осадки, мелководные ассоциации фауны, присутствие остатков древесины, глауконита и структурные свидетельства мелководного осадконакопления.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в раннем мелу динамически активными являлись структуры северо-запада океана, а окружающие их огромные пространства сегодня занятые островными дугами и задуговыми бассейнами, асейсмичными хребтами, будущим Восточно-Тихоокеанским поднятием, окраинами континентов и периконтинентальными морями являлись областями тектонического – динамического «молчания». Понимание такого явления сегодня трактовать крайне затруднительно.

2.4. Маастрихт

2.4.1. Результаты бурения

Островные дуги. По материалам рейса 58, рассмотрим дополнительно и другую «пару» структур - бассейн Шикоку и хребет Дайто, расположенных севернее южного окончания Японии. Скважина 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Перерыв обнаружен в раннем олигоцене. Осадки основания – отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. Целенаправленное изучение обломков в конгломератах позволило выделить три главных категории обломков и вулканических пород. Меловые рифовые известняки и среднеэоценовые биокласты. Вулканические породы представлены, преимущественно, щелочными базальтами со средним количеством андезитов и габбро. С вулканическими породами ассоциируют фрагменты гидротермальных жил и гиалокластит-песчаные обломки. Меловые рифовые известняки подразделяются на лагунные, зарифовые, и канально рифовые. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем- маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального поздне мелового подъема уровня моря. Среднеэоценовые биокласты представлены крупными фораминиферами, инкрустированными красными водорослями. Их присутствие показывает, что хребет Дайто снова воздымался перед проседанием на современные глубины, фиксируя смену терригенной седиментации на пелагическую в среднем эоцене. Близ расположенной скважине 446, основание разреза – ранний-средний эоцен – серый известковистый аргиллит, глауконитовый аргиллит, измененный пепел.

Островная дуга Тонга-Кермадек. Еще дальше к западу скважина 207 рейса 21 расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. В регионе, окружающем скважину, склон морского дна полого погружается к югу. Здесь пачка 2 – 142-309 м – средний миоцен- палеоцен – фораминифер-нанофоссильные илы, глинистые нанофоссильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями илами. Радиолярии и спиккулы губок. Фрагменты кремней. Возрастает вниз количество глинистых минералов, появляется глауконит. Ниже по разрезу вскрыты отложения маастрихта – глауконитовый аргиллит, песчаник в основании. Обломочный материал: кварц, калиевый полевой шпат, фрагменты пород, возможно, образованных из плутонических (гранит) или метаморфических пород. Обломки округлые – результат переноса. Основание разреза верхний мел – риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофировых риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Кислые эруптивные комплексы необычны для внутриокеанических островных дуг. Такие породы выявлены в Марианской преддуговом бассейне на острове Сайпан, но они более дацитовые и не содержат истинных игнимбритов. Такие породы могут быть представлены риолитовыми комплексами северо-восточной Австралии и на поднятии Лорд Хауи и в Тасмановом море. В скв. 207 поднятия Лорд Хауи 140 м верхнемеловых (93,7 млн. лет) риолитовые лавы были вскрыты бурением и их образование интерпретировалось, как субэаральное

или мелководное основание риолитовой серии не было достигнуто бурением, но она перекрывалась аргиллитами маастрихт, отлагавшимися в мелководных условиях. Меловые риолиты известны также в Новой Каледонии.

Абиссали. Северо-Западный бассейн (абиссальная впадина). Площадь, занимаемая этим бассейном, ограничена с запада системой островных дуг Идзу-Бонинской и Марианской, а с востока – двумя асейсмичными хребтами – Императорским и Гавайским.

Наиболее северными, расположенными к востоку от острова Хоккайдо и юго-востоку от поднятия Шатского, являются скважины рейса 32, забуренные на глубинах в среднем 5600 м и вскрывшие надбазальтовые нижнемеловые отложения – поздний альб- баррем-готерив, ниже которых вскрыты измененные покровы базальтов чередующихся с гиалокластитам. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелые, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиоляриям. Детальная поинтервальная датировка кернов, в широком интервале возрастов и достаточно дробным делением по радиоляриям кернов, вступает в явное противоречие с очень обобщенной характеристикой литологического состава отложений, вскрытых бурением. При этом практически без комментариев остаются значительные и датированные перерывы в осадконакоплении. Так, в скв. 303 отмечено налегание позднемиоценовых отложений на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана - позднего альба. Здесь из разреза выпадают палеоцен и ранний мел. Вопросы возникают и оттого, что в тексте, резюмирующих разделов, отсутствуют комментарии по этому важному вопросу, а из довольно лаконичного описания литостратиграфии, не становится ясно, как могли быть не замеченными, такие невероятно длительные перерывы продолжительностью не менее 70 млн. лет в осадконакоплении. Также важно отметить, что в описании состава надбазальтовых отложений указана их насыщенность гидроокислами железа и отмечается (не всегда) характеристика изменений базальтов, хотя используется термин «выветривание». Необходимо также отметить сравнительно широкий временной интервал формирования раннемеловых отложений и отсутствие в меловых отложениях типичного для океанов отложений временного интервала конца верхнего мела - маастрихт- кампан. Следует также отметить отсутствие в надбазальтовом разрезе отложений обломочных потоков, типичных для абиссалий других рейсов Северо-Западной впадины.

Бассейн Науру Северная часть. Глубина – 5181 м. Поздний кампан - ранний маастрихт и сеноман отличается от вышележащих отложений эоцен-маастрихт – кремнистые породы, мел и известняки, исчезновением кремней и появлением вулканокластического материала. Граница с пачкой 4 – осадочно-базальтовый контакт. Верхняя часть пачки сложена светло-оливково-серым до палево-желтого нанофосильным мелом и известняком в ассоциации с нанофосильным мелом и аргиллитом. С этими породами переслаиваются вулканокластические породы: параллельно и косослоистые галечные конгломераты с обломками аргиллита размером до 2 см. Характерны оползневые структуры. В основании вулканокластических прослоев присутствуют вулканические брекчии с измененными мафическими обломками, и остатками рыб. С вулканокластическими прослоями ассоциируют различные мелководные скелетные организмы, крупные бентические фораминиферы, обломки раковин моллюсков, сегменты эхиноидов и редкие бриозоа со свидетельствами переотложения. Эти мелководные окаменелости возраста поздний кампан - маастрихт показывают, что банки в фотической зоне существовали в

позднем мелу, возможно, в районе Маршалловых островов. Обогащенные матриком, вулканические брекчии, возможно, формировались отложением подвижных пластических масс типа обломочных потоков и существование поблизости проявлений вулканизма.

Сопоставлены с подобными мелководными ассоциациями, вскрытыми в глубоких скважинах центра западной Пацифики (острова Лайн, хребет Туамоту). На этом основании присутствие крупных фораминифер обусловлено: 1- существованием крупных вулканических построек, венчаемых рифами в середине мела, в позднем кампане до позднего маастрихта, в среднем и позднем эоцене, раннем и позднем олигоцене; 2 – пять главных дискретных эрозионных событий были установлены в позднем мелу, они датируются средним - позднем маастрихтом, поздним эоценом, ранним средним олигоценом; 3 – ассоциации крупных фораминифер имеют значительное сходство с Карибской биопровинцией в течение мела, в то время как они содержат многие Тетические или Индо-Тихоокеанские элементы в течение третичного периода.

Северо-Восточный бассейн – абиссальная впадина. Границами этого бассейна – абиссальные впадины – являются: с запада – островная дуга Тонга-Кермадек и с востока – фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия. В этом рейсе геоморфологическая ситуация в какой-то мере сходна с ситуацией, рассмотренной в Северо-Восточном бассейне. Сопоставимы и здесь разрезы скважин, наименее и наиболее удаленных от границы островной дуги, Тонга-Кермадек. Наиболее близко расположенной к дуге и удаленной от ВТП являются скважины U1365 U1366 U1370 U1371. Типичной особенностью рельефа дна района заложения этих скважин являются абиссальные холмы, грубо ориентированных с рельефом, варьирующим по высоте от 150 до 200 м, холмы простираются на протяжении 5-8 км и их рельеф затушеван осадочным покровом. Так в разрезе скв. U1365 выделены три пачки: верхняя средний маастрихт – металлизированные ожелезненные (metalliferous) темно-коричневые пелагические глины; ниже по разрезу палео- и темно-коричневые порцелланиты и кремни. Количество гидроокислов железа возрастает до 10%. Радиоларии – средний кампан, далее вниз по разрезу – металлизированные ожелезненные глины коричнево- и красно-черные, которые отличаются от верхних пачек черным цветом, в результате интенсивного обогащения аморфными оксидами железа и марганца. Контакт осадки – базальт вскрыт и представлен смесью фрагментов базальтов и черной глины. При этом базальты интенсивно изменены. Базальты пробурены в интервале от 71 до 124 м. Базальты представлены порфировыми базальтовыми и афировыми потоками. По составу, строению и морфологии потоков выделены 17 пачек, чередующихся с базальтовыми брекчиями, представляющими межпотоковые контакты. Эти брекчии группируются в субпачки внутри каждой пачки. Небольшие фрагменты базальтов обнаружены в керне, но они настолько изменены в сапонит и гидроокислы железа, что их невозможно определить. Один образец лавы показал пахоевое веревочную текстуру, что, по мнению авторов, свидетельствует о том, что этот образец принадлежит к поверхности потока. Радиоларии датируют возраст основания разреза – средний маастрихт- средний кампан. Главными составляющими стратиграфического разреза являются зубы рыб (ихтиолиты) алевритовой размерности, агглютинированные фораминиферы, кварц, фрагментированные радиоларии и микрометеориты.

Бассейн Беллинсгаузена. Скв. 323. Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза – коричневая глина – поздний мел. Вулканическое основание – базальт. В разрезе скважины выделены шесть пачек. Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела. Пачка 5 – 665,5-701 м – маастрихт – коричневые цеолитовые аргиллиты залегают непосредственно выше базальтов. Отсутствуют следы контактового воздействия. Эти аргиллиты сопоставляются с формаций островов Лайн экваториальной части Тихого океана. В основании пачки 5 присутствуют бентические

ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

Асейсмичные хребты. Рейс 19. Скважина 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов. Осадки и осадочные породы пробурены в интервале 0-1044 м и представлены в интервале 0-320 м - голоцен-плиоцен - диатомовыми алевритистыми глинами и диатомовыми илами с многочисленными пепловыми прослоями и эрратическими обломками в верхнем интервале – 110м. Далее, в интервале 320-550 м – верхний миоцен – диатомовые илы; 550-705 м – верхи среднего миоцена – диатомовые глины; 705-940 м – миоцен-олигоцен – аргиллиты с известковистыми прослоями и далее 940-1044 м – верхний эоцен- нижний маастрихт – мел и известковистый аргиллит и далее 950-1000 м - градационно слоистые пески и алевритистые прослои. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт). На глубине 1044 м осадки перекрывают комплекс потоков щелочных базальтов и трахибазальтов. Непосредственно перекрывающий базальты 20 сантиметровый прослой мела, содержит измененные фрагменты нижележащих базальтов. Базальты интенсивно замещены глиной, кальцитом и гидроокислами железа

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль. Скв. U1372. Глубина – 1957,6 м. Гайот Канопус – один из древнейших симаунтов Луисвилля с возрастом кампан – 75-77 млн. лет. Эта вулканическая постройка состоит из двух вулканических центров и имеет длину 55 и ширину 15 км. Скв. U 1372 размещена на плоской вершине северного вулканического центра, на глубине 1957,6 м. Пробурено \approx 15 м мягких пелагических осадков; далее 32 м базальтовой брекчии и грубообломочного конгломерата и 187 м – в изверженном основании. Вскрытая бурением последовательность вулканических и осадочных пород, покрывающая верхнюю часть конструктивной фазы симаунта (скв. U1372) – короткая субаэральная фаза, сменяющаяся последующим проседанием ниже уровня моря. Снизу вверх эта последовательность начинается гиалокластитами, свидетельствующими о субмаринном взрывном вулканизме щелочно-базальтового состава. Со временем вулканизм сменяется мелководно-морским и субаэральным, свидетельством чего являются окисленные красно - коричневые верхние части лавовых потоков и в большинстве лавовых потоков вверху вулканического основания. Эрозионное несогласие обнаружено в верхней части вулканической постройки и выражено горизонтом базальтовых конгломератов, предположительно сформированных в прибрежной части вулканического острова, воздымавшегося в мелу над водной поверхностью. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (поздний кампан – ранний маастрихт). Эти брекчии формировались в неритовых или гемипелагических условиях и перекрываются, в свою очередь, с несогласием раннеплиоценовыми и голоценовыми фораминиферовыми илами, отлагавшимися в глубоководных пелагических условиях.

Скв. U1374, верхние осадки и вулканические образования являются частью субаэральной фазы жизненного цикла гайота Ригил, характеризующегося вулканизмом, сильной эрозией и седиментацией в мелководно-морских или береговых условиях. Восемь литофаций выделены в осадочном покрове и осадочных интервалах вулканического основания, которые позволяют характеризовать условия, существовавшие в месте заложения скв. U1374. Вулканическое основание ниже 116,45 м интерпретируется как субмаринные отложения склона океанического острова. Наиболее низкие по его разрезу содержащие фоссилии осадки – 291,27 м – корреспондируются с условием обмеления острова, существовавшего на месте гайота Ригил. Интервал разреза более высокий. Он может быть интерпретирован условиями осадконакопления, варьирующими от мелководно-морских до субаэральных. Главная эрозионная поверхность присутствует в основании пачки 2 между вулканическим основанием и осадочным покровом и интерпретируется как результат эрозии и формирования плоской вершины гайота. Эрозионная поверхность перекрывается мелководно-морскими базальтовыми

конгломератами (16,7-15,31 м), и содержит интервал с железомарганцевыми корками (15,31-15,05). Возраст известняков пачки 2D – поздний кампан, интерпретируется как запись начального затопления (drowning) в маастрихте гайота Ригил. Вулканокластические осадки в верхней части известняков могут представлять запись постэрозионного вулканизма в наиболее позднем мелу, что подтверждает присутствие в этих отложениях фрагментов аммонитов. Следующий (недатированный) интервал (6,64 м) перекрывается плейстоценовым пелагическим илом. Это последнее несогласие представляет собой промежуток времени около 50 млн. лет и фиксируется перерывом в осадконакоплении – отсутствием осадков

Задачи бурения – скв. 315 датировать время вулканизма в южной центральной части цепи островов Лайн и изучить петрологию вулканитов цепи Лайн, и определить поствулканическую историю этой цепи островов и понять седиментологическую историю крупного фана, окружающего хребет Лайн вблизи острова Фаннинг. В основании разреза скв. 315 вскрыты кампан-сантон – базальные аргиллиты и вулканокластические осадки. Темно красно-коричневые железистые и голубовато-зеленые кремнистые аргиллиты с прослоями слоистых вулканокластических песков. На глубине 996 м они подстилаются базальтами. Пески, возможно, сантона или древнее фиксируют время эрозии вулканических построек острова Фаннинг. Переотложенные скелетные мелководные обломки включают крупные фораминиферы, бриозоа, рудисты, известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста из чего следует, что рост рифовых банок на вулканических постройках острова Фаннинг происходил после прекращения вулканизма. Базальты имеют четкий контакт с перекрывающимися красными косослоистыми аргиллитами. Эти железистые аргиллиты содержат продукты выветривания базальтов. Потоки, возможно, щелочных базальтов имеют афанитовые, высоко измененные зоны мощностью 1-15 см, разделяющие отдельные потоки. Базальты миндалекаменные (1-10% миндалин). Эти базальты по составу и строению аналогичны базальтам вулканокластических песчаников. Присутствие миндалин во всех потоках указывает на меньшую глубину формирования, чем та, на которой базальты залегают сейчас – маастрихт-кампан – известняки и вулканокластические осадки; мощность подобной пачки в скв. 316 более 250 м, в скв. 315 – около 110 м. Массивные вулканокластические брекчии и песчаники, и многочисленные слоистые известняки обогащены фораминиферами. В обломочных породах присутствуют минералы глин, анальцим, гетит и гематит. Прослой брекчий полосчатые, иногда косослоистые, плохо отсортированы с обломками до нескольких сантиметров. Основание разреза скв. 316 – маастрихт-кампан – известняки и вулканокластические осадки; мощность подобной пачки в скв. 316 более 250 м, в скв. 315 – около 110 м. Массивные вулканокластические брекчии и песчаники, и многочисленные слоистые известняки обогащены фораминиферами. Обломки зеленых и коричневых базальтов, обогащенных монтмориллонитом, вулканокластических песчаников, известняков с крупными дискообразными фораминиферами (мелководными бентическими). В основании керна – интенсивно миндалекаменные базальты, стекловатая масса которых палагонитизирована.

Скв. 317. Плато Манихики. Основание разреза – маастрихт-апт – верхний уровень, на котором появляются высоко известковистые породы; вулканический материал чередуется с известняками, которые содержат фораминиферы, целые и сломанные двустворки, ориентированные по напластованию. В горизонте присутствуют минералы глин, монтмориллонит, полевой шпат, анальцим с глиной. Встречается красно-коричневый и пурпурный глинистый материал. В двух кернах выше базальтов непосредственно присутствуют пепельно-красно-коричневые аргиллиты. Базальты – 10 потоков с тремя интервалами осадочных пород; потоки сложены измененными афировыми миндалекаменными базальтами (~ 15% миндалин). В верхней части одного из потоков красный аргиллит, в основании потока – базальт серо-зеленый.

История развития поднятия Манихики рассматривается следующим образом:

1. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.
2. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.
3. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозионных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени – апт-баррем. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.
4. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.
5. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Поднятие Хесса (скв. 464,465). Скв. 464 – северная часть – надбазальтовые отложения ранний сеноман – ранний альб (апт) красно-коричневые кремни – доминирующие породы, но вскрыты плохо: из 23 интервалов проходки получен 1 м керна и из 12 интервалов – 50 см. Кремни – красные и красно-коричневые, самые нижние темно-коричневые. С глубиной обломки трахитов становятся более угловатыми. Количество карбонатного цемента уменьшается, и он затем только заполняет трещины в трахите на глубине 429 м, обычные трахитовые брекчии сменяются миндалекаменным трахитом пачки 3. В дальнейшем при описании трахитов в брекчии отмечается их высокая измененность. Основной вторичный минерал, почти нацело замещающий обломки миндалекаменных трахитов в брекчии, смектит. Глубоко выветрелый трахит и трахитовая брекчия, цементируемая кальцитом, подстилают осадочную пачку скв. 465. Трахитовая брекчия составляет верхние 17 м, остальные 47 м – трахиты. Трахиты – миндалекаменные. Предполагается мелководное субаэральное остывание трахитов, отложение пепла временными течениями, высокое содержание органического материала, многочисленные обломки моллюсков – седиментация в альбе происходила в мелководных условиях. Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера, или, наконец, большим архипелагом перед началом седиментации позднего альба. Скв. 466. Южная часть поднятия Хесса. Основание разреза: известняки и мел – поздний альб.

Присутствие базальтовой гальки в нанофоссильных илах и кремнях показывает, что формирование тектонического поднятия или вулканизм происходили в позднем мелу или в раннетретичное время. Главные события мелового вулканизма – баррем- апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пацифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет, но возможно, что вулканизм был связан во времени и пространстве. Важно также отметить вулканическое событие, зафиксированное в виде вулканогенных осадков в сантоне-маастрихте в восточной части гор Мид Пацифик и гайота Горизон в островной цепи Лайн.

Горы Мид-Пацифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Свидетельством проявления поздних стадий вулканизма является присутствие трахитовых пеплов в средне - позднемеловых отложениях и присутствие гайотов, венчающих главные вулканические постройки. Палеорекострукции этого региона, по данным бурения скв. 463, позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта

документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины

Скв. 869 расположена в 83 км юго-западнее пары атолл гайот Бикини – Воджейбато – средний- верхний сеноман- к кампану- раннему маастрихту – вулканокластиты, чередующиеся с нанофосильными и радиоляриевыми глинами. Характерно чередование вулканокластических песчаников и брекчий, с пестро окрашенными аргиллитами. Вулканокластические слои содержат обломки базальтов песчаной размерности. Многие обломки субугловаты и субокруглы - результат транспортировки на среднее расстояние. Размер обломков до 80 мм. Их большая часть подверглась изменениям. Мелководные биогенные фрагменты присутствуют в туроне и маастрихте – двустворки, гастроподы, эхиноиды, красные водоросли. Обугленные фрагменты древесины обнаружены на глубине 618 м. Мелководные отложения в сеномане отсутствуют.

Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид Пацифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации: 1600 м – готерив-поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт- плиоценовых пелагических осадков. Базальные известняки готерива перекрывают кластические известняки баррема, которые являются древнейшими мелководными карбонатными породами, открытыми в горах Мид Пацифик в Тихоокеанском бассейне. На основании анализа бентических фораминифер распознаются следующие главные палеогеографические условия, по данным бурения скв. 866: песчаные нормально морские условия – готерив, ограниченные лагунные условия со строматолитами – баррем ранний апт; нормальные морские лагунные условия – поздний апт- альб.

В скв. 869 была зафиксирована совершенно другая история, на пьедестале, примыкающем к паре атолл-гайот, Пикинни и Водеджебато. На этом участке было обнаружено удивительно небольшое мелководье. Вместо этого обилие вулканических веществ было связано с мутьевыми течениями, с позднего сеномана до маастрихта. Особенно большие притоки такого материала в сеномане и кампане могут означать вулканические эпизоды на близлежащем вулканическом сооружении. Немного мелководные фрагменты и кусочки остатков угольных растений в сеноманских слоях предполагают существование близлежащей земли и мелкой карбонатной отмели в то время. Во время кайнозоя вулканизм прекратился, и преобладали пелагические осадки. Результаты бурения на гайотах Резолюшн и Аллисон гор Мид-Пацифика задокументировали длительную историю вулканизма, проседания и накопления готерив- альбских мелководных карбонатных отложений. Воздымание в среднем мелу завершилось последующим проседанием и накоплением пелагических осадков. Основание гайота Резолюшн представлено субаэральными потоками щелочных базальтов. Перекрывающие их мелководные осадки имеют мощность 1620 м. Осадки скв. 866 в 2 км от края платформы отлагались в мелководных до промежуточных глубин, с чередующимися субаэральными обнажениями. В скв. 867 0,5 км от края платформы пляжные и штормовые отложения обычны, и в скв. 868-0,9 км от края – губки и рудисты в жизненных позициях обитания показывают условия края платформы.

2.5. Поздний мел

2.5.1. Результаты бурения

Пожалуй, наиболее примечательной особенностью позднего мела, следующей из анализа распространения в океане отложений этого возраста, является неравномерность распространения позднемеловых отложений и такая же неравномерность литостратиграфических особенностей этого временного интервала. Это является отражением

неравной по латерали океана динамической активностью его отдельных участков или направленного воздымания, или последовательным- унаследованным от предыдущего интервала погружением. Дифференцированность тектонических режимов сопровождается и петрологическими вариациями поздне меловых вулканитов. Такая тектоническая дифференцированность сопровождается усилением в верхних частях поздне меловых комплексов проявлением заметных по длительности перерывов в осадконакоплении.

Как и в предыдущем раннемеловом периоде осадконакопления и вулканизма наиболее активными в этом отношении являются абиссали – Марианская котловина, бассейны Науру, Пигафетта и др. Основными компонентами разрезов позднего мела являются обломочные отложения вулканокластиты. С вулканокластическими прослоями ассоциируют различные мелководные скелетные организмы – крупные бентические фораминиферы, обломки раковин моллюсков, сегменты эхиноидов и редкие бриоза со свидетельствами переотложения. Эти мелководные окаменелости возраста поздний кампан – маастрихт – показывают, что банки в фотической зоне существовали в позднем мелу возможно в районе Маршалловых островов. Вулканокластические осадки, как меловые, так и миоценовые, содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты), являвшиеся источниками сноса обломочного материала временно находились выше уровня моря. Подводя предварительный итог рассмотрения поздне меловых отложений абиссалей прежде всего следует отметить практически постоянное присутствие отложений этого времени в абиссалах Северо- Запада и устойчивый вулканокластический состав этих отложений, свидетельствующий о активном динамическом режиме их становления, обусловленном привнесом обломочного материала с сопредельных вулканических плато и поднятий, о которых речь пойдет в соответствующем месте этого раздела. В пределах Северо-Восточной абиссали, а также плато и поднятий, скважинами, пробуренными восточнее системы асейсмичных Императорского и Гавайского хребтов не вскрыты отложения позднего мела и развитие этих структур, начинается по данным бурения с базальтов эоцена- олигоцена.

Свидетельством латеральной дифференциации тектонических режимов в позднем мелу является факт отсутствия отложений и вулканитов позднего мела в пределах островодужных систем. В материалах глубоководного бурения в островных дугах Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской присутствие образований позднего мела не установлено. Большинство пробуренных скважин свидетельствует о начале формирования этих структур в кайнозое. В качестве исключения фрагменты поздне меловых вулканитов разбурены в хребте Лау дуги Тогнга-Кермадек. В скв. 207 поднятия Лорд Хауи 140 м верхнемеловых (93,7 млн. лет. риолитовые лавы были вскрыты бурением и их образование интерпретировалось, как субаэральное или мелководное. Основание риолитовой серии не было достигнуто бурением, но она перекрывалась аргиллитами маастрихта, отлагавшимися в мелководных условиях. В отличие от островных дуг поздне меловые отложения неоднократно вскрыты скважинами в пределах асейсмичных хребтов, плато и поднятий северо-запада океана. отмечено, что формирование поздне меловых отложений происходит в мелководных условиях, а сопутствующие вулканические покровы подвергались наземному выветриванию. Характерно исключительное разнообразие состава вулканитов изменчивость состава вулканитов. Толеиты и щелочные базальты были обнаружены в драгированном материале широким спектром щелочных дифференциатов, включающим кварцевые трахиты и фонолиты. Четыре места драгирования на симаунтах обнаружили калиевые нефелиниты не похожие на другие вулканиты, обнаруженные в океанских бассейнах. Эти породы включают амфиболовые и биотит содержащие разновидности некоторые из которых лейцитнормативны. Такие лавы подобны калиевым мафическим лавам западных африканских рифтов. В центральной части Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик). В позднем барреме район располагался вблизи океанических вулканических островов, ассоциированных с мелководными карбонатными банками.

Существование мелководных условий подтверждается присутствием строматолитов, оолитов, фрагментов эхинодерм и крупных моллюсков в обломочных известняках. После того как вулканическое основание просело мелководные осадки переместились на промежуточные глубины, образуя кластические известняки, чередующиеся с известняками – баррема- раннего апта. Палеорекострукции этого региона по данным бурения скв. 463 позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины.

В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). По материалам глубоководного бурения различных программ и пробуренных различными исполнителями в составе 11 рейсов в период с 1969 года (рейс 5) по 2010 год (рейс 329). в различных частях ВТП бурением не вскрыты отложения ни раннего, ни позднего мела, что может являться свидетельством формирования ВТП в кайнозой. В различных частях ВТП начало заложения той структуры- формирования базальтового основания – там, где оно вскрыто бурением датируется в большинстве случаев или миоценом, или эоценом или палеоценом.

Состав и строение разрезов по континентальным окраинам приводится в соответствующем разделе. Здесь же следует отметить, что пробуренных скважинах основание разреза в перечисленных местах представлено отложениями палеогена и в большей части – неогена и отложения позднего мела отсутствуют в пробуренных скважинах.

В отличие от задуговых окраинно-континентальных морей в этой части рассматриваются моря, расположенные в обрамлении различного рода континентальных структур. К такого рода морям мы отнесли такие моря как Японское, Целебес и Сулу и Южно-Китайское. Рассмотрение материалов по нескольким рейсам и бурения, проведенного в различные годы и по различным программам, оказалось довольно для того, чтобы предварительно предположить, что заложение этих морей происходит только в неогене и в их основании отсутствуют позднемеловые отложения.

Завершая характеристику позднемелового развития океана важно отметить широкое разнообразие геодинамических условий становления различных структур океана, которые в позднем мелу по результатам бурения отражают с одной стороны изменчивость процессов осадконакопления в сопредельных структурах, а с другой усиливают эту изменчивость тем, что отдельные глобальные структуры характеризуются отсутствием процессов и осадконакопления и процессов вулканизма. Касательно последнего все более отчетливо проявляется разнообразие этого процесса по значительной изменчивости состава вулканитов, состав которых варьирует от толеитов до щелочных базальтов и фонолитов. Еще необходимо отметить состав и строение разрезов позднего мела свидетельствует о мелководности или аральности процессов осадконакопления и вулканизма с широким распространением процессов наземного выветривания. До позднего мела именно эти условия или близкие к ним отмечены в структурах и до позднего мела. Одним из свидетельств этого является практическое отсутствие пелагических отложений и до позднего мела, и в позднем мелу.

2.6. Палеоцен

2.6.1. Результаты бурения

Островные дуги. В большинстве мест северо-запада Тихого океана фиксируется несогласие между пелагическими осадками с прослоями песков плейстоцена-миоцена и олигоцена и подстилающими их отложениями мела. Из разреза выпадают отложения палеоцена. Рассматривая существо конгломератов и

песчанистых отложений, пробуренных в Филиппинском море в рейсе 31, авторы интерпретируют их как «debris—deposits of debris flows». – дебриты – отложения обломочных потоков. По нашему мнению, этот термин наиболее отвечает существу этих пород по механизму их образования, чем традиционный термин - турбидиты и еще и оттого, что в дебритах отчетливо фиксируется слоистость в том числе и градационная. Анализ материалов рейса 31 позволяет предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в олигоцене, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов – областей сноса материала, с уже сформированных в палеоцене и, возможно, в позднем мелу, вулканических хребтов – поднятий, возможно, в некоторых местах, представлявших собой карбонатные платформы – присутствие карбонатных отложений с бентическими фораминиферами.

Минералогические данные свидетельствуют о наличии двух метаморфических событий в хребте Дайто. Более раннее - было промежуточным, по условиям к метаморфизму высокого давления. Поздний метаморфизм связан с палеоценовым вулканическим событием. Еще дальше к западу скважина 207 рейса 21 расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. Здесь пачка 2-142-309 м – средний миоцен - палеоцен – фораминифер-нанофоссильные илы, глинистые нанофоссильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями илами. Радиоларии и спикулы губок. Фрагменты кремней. Возрастает вниз количество глинистых минералов, появляется глауконит. Ниже по разрезу вскрыты отложения маастрихта – глауконитовый аргиллит, песчаник в основании. Обломочный материал: кварц, калиевый полевой шпат, фрагменты пород, возможно, образованных из плутонических (гранит) или метаморфических пород. Обломки округлые – результат переноса. Основание разреза верхний мел - риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофировых риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Фенокристы кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обычна флюиальность. Потоки витрофировых риолитов, частично фрагментированных. Породы подобны породам пачки 4, но в этой пачке породы сильнее изменены, менее брекчированы и представляют преимущественно лавовые потоки. Локально зерна кварца плавают в глинистом матриксе как реликты. Состав и строения толщ свидетельствуют об их субаэральном образовании. Некоторые породы пачки 4 могут быть определены как игнимбриты. Строение толщи свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма.

Абиссали. Наиболее северными, расположенными к востоку от острова Хоккайдо и юго-востоку от поднятия Шатского, являются скважины рейса 32, забуренные на глубинах в среднем 5600 м и вскрывшие надбазальтовые нижнемеловые отложения – поздний альб-баррем-готерив, ниже которых вскрыты измененные покровы базальтов, чередующихся с гиалокластитами. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелые, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиолариям. Детальная поинтервальная датировка кернов, в широком интервале возрастов и достаточно дробным делением по радиолариям кернов, вступает в явное противоречие с очень обобщенной характеристикой литологического состава отложений, вскрытых бурением. При этом практически без комментариев остаются значительные и датированные перерывы в осадконакоплении. Так, в скв. 303 отмечено налегание позднемиоценовых отложений на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана - позднего альба. Здесь из разреза выпадают палеоцен и ранний мел. Вопросы возникают и оттого, что в тексте, резюмирующих разделов, отсутствуют комментарии по этому важному вопросу, а из довольно

лаконичного описания литостратиграфии, не становится ясно, как могли быть не замеченными, такие невероятно длительные перерывы продолжительностью не менее 70 млн. лет в осадконакоплении. Также важно отметить, что в описании состава надбазальтовых отложений указана их насыщенность гидроокислами железа и отмечается (не всегда) характеристика изменений базальтов, хотя используется термин «выветривание». Необходимо также отметить сравнительно широкий временной интервал формирования раннемеловых отложений и отсутствие в меловых отложениях типичного для океанов отложений временного интервала конца верхнего мела-маастрихт-кампан. Следует также отметить отсутствие в надбазальтовом разрезе отложений обломочных потоков, типичных для абиссалий других рейсов Северо-Западной впадины.

В то же время в скважинах менее глубинных, приближающихся к флангам ВТП надбазальтовые пачки сложены карбонатными отложениями – красно коричневыми с обломками базальтов «высоко выветрелых и высоко фрагментированных». Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине 1331 базальты датируются палеоценом; в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена – в большинстве случаев, до олигоцена миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях впадины в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги – сочленяющиеся с флангами ВТП. Во втором случае характерно формирование малоглубинных карбонатных отложений, непосредственно налегающих на базальты. Здесь вновь следует остановиться на характеристике изменений базальтов их окислительных изменений и фрагментированности и попадании обломков в карбонатные отложения. Только в одном случае отмечается высокая выветрелость базальтов. Разрез скв. U1366 в целом, сходен со скв. U1365, но в средней пачке наиболее нижние составляющие разреза пачки 2 представлены литическим песком, нодулярной глиной и массивной красной глиной. Состав песков – смесь литических фрагментов – оливин, плагиоклаз и глина. Глинистые нодулы представляют собой измененный базальт. Интервал, перекрывающий литический песок, содержит 10,5-14,5 см красных и черно-красных глинистых нодулей. Прослой пепла отмечены в нижней части пачки 1 и в верхней пачки 2 – измененный вулканический пепел. Прослой литического аргиллита и песка образованы в результате выветривания, эрозии и последующего переотложения. Присутствие в песке оливина и плагиоклаза в породах прямо перекрывающих базальт, считается продуктом выветривания океанического дна (seafloor weathering) и транспортировки осадочного материала на короткое расстояние. Состав обломочного материала песка представляет собой смесь фрагментов пород, минералов (оливин и плагиоклаз) и глины. Авторы пришли к выводу о том, что глинистый материал, внедренный в песок, произошел в процессе разрушения измененного базальта. Интервал, лежащий выше песка, содержит 10,5-14,5 см рыхлых, красноватых и черных глинистых конкреций. Фрагменты измененного базальта были обнаружены в песках в основании керна. Небольшие фрагменты (от 5 мм до 2 см) 60% -100% сложены глинистыми минералами, которые распадаются при прикосновении. Основываясь на сохранившихся особенностях структуры пород, авторы определили их как криптокристаллические афировые базальты с клинопироксеном и плагиоклазом, составляющих основную массу породы. Наличие гиалокластитовой корки предполагает, что породы являются верхней закаленной частью потока. Изменения на краях базальтовых фрагментов очень похожи на обломки в песке, что указывает на то, что песок может быть базальным по происхождению. Наблюдения образца 329-U1366F-4H-5, 110-111 см, указывают, что базальтовые фрагменты почти полностью превращены в глинистые минералы, с несколькими остатками плагиоклаза и крошечных (<0,05мм) кристаллов клинопироксена. Вторичные минералы включает сапонит (55%),

иддингсит (35%), гидроксиды железа (3%) и второстепенные вторичные оксиды Fe-Ti. Основание разреза датировано по маркерам биособытий временем 64,3-64,9 млн. лет – границей верхнего мела и палеоцена.

В отличие от ранее рассмотренных абиссальных равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь в условиях практически тех же глубин – 5,600 м, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины – невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симауниты также незначительной высоты, но отдельно стоящие. Другим кардинальным отличием от абиссальных впадин является крайне незначительная мощность осадочного чехла (десятки метров) и другой состав отложений чехла, имеющих отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленный, преимущественно, красными глинами и редко прослоями нанофоссильных илов. Базальтовое основание представлено нацело измененными, красными глинами с фрагментами структур, или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов основания в наземных условиях отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе мел – палеоцен.

Скв. 322. Расположена в восточном окончании абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5026 м. Пробурено 544 м. Осадочное основание – коричневые глины – олигоцен-ранний миоцен. **Скв. 323.** Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза – коричневая глина- поздний мел. Вулканическое основание – базальт. В разрезе скважины выделены шесть пачек. Пачка 3 – 507,5-638 м – ранний миоцен – серые аргиллиты сходные по составу и строению разреза с пачкой 2, но с отсутствием биогенного кремнезема. Обычны кальцит и пирит. Очень тонкая полосчатость, подчеркиваемая чередованием серых и серо-коричневых прослоев с резкими границами. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен -эоцен - поздний палеоцен. Пачка 4 – 838-665,5 м – ранний палеоцен – железистые аргиллиты, наноаргиллиты. В отличие от вышележащих пачек пачки 4 и 5 характеризуются исключительно коричневыми пелагическими аргиллитами. Минералы глин, аморфные окислы железа, оксиды марганца, нанофоссилии и цеолиты. Пачка 4 – 28,5 м – железистые пыльно желто-коричневые аргиллиты дания. Слоистость плохо проявлена.

Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела.

Характерные особенности строения разреза абиссальной впадины Беллинсгаузена:

1. Перерыв между ранним миоценом и данием. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен - поздний палеоцен – около 35-40 млн. лет. Ранний палеоцен - даний – железистые аргиллиты, наноаргиллиты.

2. Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые, по мнению авторов описания разреза, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления.

3. Базальты как обычно не очень определенно интерпретируются в них изменения, но важен факт присутствия в выше базальтовых отложениях маастрихта бентических фораминифер и в тексте, достаточно отчетливо, считаются заметные окислительные изменения базальтов, обычно трактуемые как выветривание.

В то же время в скважинах менее глубинных, приближающихся к флангам ВТП надбазальтовые пачки сложены карбонатными отложениями – красно-коричневыми с обломками базальтов «высоко выветрелых и высокофрагментированных. Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине 1331 базальты датируются палеоценом, в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена – в большинстве случаев до олигоцена- миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях впадины в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги – сочленяющиеся с флангами ВТП. Во втором случае характерно формирование малоглубинных карбонатных отложений, непосредственно налегающих

на базальты. Здесь вновь следует остановиться на характеристике изменений базальтов их окислительных изменений и фрагментированности и попадании обломков в карбонатные отложения. Только в одном случае отмечается высокая выветрелость базальтов

Асейсмичные хребты. Рейс 145. Скв. 883. Подводная гора Детройт. Интервал 814-830 м) – палеоцен-кампан? – желтовато-зеленый и желтовато-коричневый, до красновато-коричневого, вулканический пепел с оксидами железа и марганца. Ниже – базальты – возраст неизвестен – 37,5 м – измененные подушечные базальты, плагиоклаз-оливиновые порфировые толеитовые базальты. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и «Северный Сейко» представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение. В подводной горе Оджин осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, сцементированных кальцитом. Мелководные известняки верхнего палеоцена до среднего эоцена. Подводная гора Нинтоку. Глубина – 1310 м. В скв. 432А твердый материал был получен после промывки скважины: 3,52 м хорошо консолидированных с кальцитовым цементом конгломератов и песчаников, подстилаемых тонким прослоем красной глины, располагающейся выше базальтов. Осадки – палеоцен. В конгломератах содержатся обломки щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов. Ниже последних осадков пробурено три потока базальтов. Поток 1 – щелочные базальты, верхняя часть которых была эродирована. Поток 2 (2,0 м) подобен потоку 1. 10 см красной глины (палеопочва) находятся на вершине потока 3 базальтов, переходных между щелочными базальтами и гавайитами (9 м). Миндалекаменная природа верхних частей и низов базальтовых потоков, так же, как и горизонты красных палеопочв, показывают, что потоки изливались субаэрально. Горизонт красной тропической почвы – желтовато-красной до темно-красно-коричневого, темно-коричневого цвета. Это песчанистый аргиллит: глина – 60%; гематит – 30%, кварц – 10% и следы тяжелых, почти нацело измененных, минералов. Красная тропическая почва и горизонты между базальтами образованы их выветриванием, когда остров был субаэрально обнажен. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса. Скважина **433**. Подводная гора Сейко. Глубина 1874 м. В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки – 0-52 м – пелагические илы плиоцен до известкового мела – нижний миоцен. Пачка 4 –52,0-52,5 м – представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена. Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренитами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен и показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную мало глубинную: бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриоза и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Следовательно, гора Сейко была островом с окружающими рифами в середине палеоцена. Скважина 433 прошла прибрежные и лагунные зоны с зарифовым регионом и рифовым комплексом. Подводная гора Сейко. Глубина 1874 м. В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки – 0-52 м – пелагические илы плиоцен до известкового мела – нижний миоцен. Пачка 4 –52,0-52,5 м – представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена. Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренитами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен и показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную мало глубинную: бентосные фораминиферы, кораллиновые

водоросли, бриоза и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Следовательно, гора Сейко была островом с окружающими рифами в середине палеоцена. Скважина 433 прошла прибрежные и лагунные зоны с за рифовым регионом и рифовым комплексом.

Скв. 1205. Район подводной горы Нинтоку, глубина – 1310 м. Гора Нинтоку занимает центральное положение в Императорской цепи вулканов. Структура симаунта – удлиненная вулканическая постройка с двумя хребтами юго-западного и юг-юго-западного направления, протягивающаяся на 100 км. Гора Нинтоку – скопление коалесцирующих вулканов в этой цепи, размещение которых контролируется степенью структурированности подстилающей литосферы океана. При этом система Нинтоку отчетливо изолирована от симаунта Йомейна на севере на расстоянии 100 км и на 200 км от симаунта Джингу, расположенного на юге. По материалам рейса 55 предполагалось, что симаунт Нинтоку проходил стадию атолла, окруженного рифами и банками, и интенсивным карбонатным интерьером перед проседанием и разрушением островов, располагавшихся ниже уровня эрозии. В дальнейшем предполагалось, что несколько небольших остатков вулканов перекрывались мелководными отложениями. Гора Нинтоку оставалась выше уровня моря достаточно долго, чтобы сделать плоской поверхность субаэральной эрозией и действием волн. Мелководное осадконакопление прекратилось вследствие опускания в палеоцене. Надбазальтовая пачка ранний эоцен (граница эоцен – палеоцен). Желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5 – 90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Вулканические обломки настолько сильно изменены, что протолит не определить. **Скв. 1205А** пробурено 283,2 м. Вскрыта последовательность субаэральных базальтовых лавовых потоков, чередующихся осадков и красных почв (160 м). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен – ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6 – 55,0 млн. л.). Три нанофоссильных горизонта залегают непосредственно выше базальтового основания, которое в скв. 1205А разделено на 30 литологических пачек, из которых 25 – лавовые потоки и 5 – красные почвы или песчаники. Каждый поток лавы перекрыт красной почвой или интенсивно выветрелым базальтом, в одном случае песчаником. Лавовые потоки выделялись по их выветрелой поверхности, горизонтам красных почв, базальтовых брекчий. Выделено 11 горизонтов красных почв. Лавовые потоки подвергались субаэральному выветриванию. Многие потоки высокоиндалекаменные (до 50%) с размерами миндалин 1 – 10 мм. Красные почвы имеют мощность до 30 см, сложены гидроокислами железа, палагонитом, смектитом, развитым по вулканическому стеклу с фрагментами лав в различной степени изменения

Окраины континентов. Континентальная окраина Новой Зеландии была изучена бурением рейса 29 на плато Кемпбелл. Скв. 275. Глубина 2837 м. Проходка 62 м. Скважина расположена в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунти. Основание разреза – поздний мел. В разрезе скважины выделены две пачки. Квартер – палево-желтые, оливковые песчано-алевритовые радиоляриво-диатомовые илы с не сломанными диатомеями, радиоляриями, спикулами губок и силикофлагеллатами. Обломочные фракции – хорошо сортированные алевритовой и песчаной размерности, присутствуют угловатые обломки кварца, фрагментов пород, включая сланцеватые и осадочные породы, коричневые глауконитовые pellets с окисленной каймой, биотит, хлорит, мусковит полевые шпаты, каолин и монтмориллонит. Глауконит – детритовый и его окисленная кайма означает переработку. Считается, что осадки пачки 1 накапливались в более мелководных условиях, чем они находятся сегодня. Поздний мел - массивные полулитифицированные глинистые аргиллиты. Верхние 1 м – сходны с пачкой 1, ниже темноокрашенные массивные, практически без окаменелостей, темно-коричневые мелко обломочные пески с глауконитом и органическим углеродом. Присутствуют сломанные радиолярии, диатомеи и спикулы губок. Детритовый материал сходен с пачкой 1, но более грубый и окрашен

гидроокислами железа. Пачка 2 сходна с формацией Гарден Ков – поздний мел- палеоцен – острова Кемпбелл, расположенного в 600 км к западу – юго-западу. Здесь, формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт, сходных со сланцами пачки 2. Сква. 277. Глубина 1214 м. Проходка 472,5 м. Основание осадочного разреза – средний палеоцен. Скважина заложена между Оклендом и островом Кемпбелл. Отложения скв. 277 коррелируются с формацией известняков Такер Ков острова Кемпбелл, которая датируется олигоценом – ранним эоценом. Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты.

История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батинальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене- плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в скв. 824 и 825 континентального основания палеозойских (ордовик-девон) сланцев формации Ходжкинсон. В верхней части разреза этих сланцев бурением вскрыта континентальная кора выветривания – реголит, продукты разрушения которой отмечаются в вышележащих мелководных карбонатных отложениях. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов, в данном случае, остается не ясной. В пределах континентальной окраины Новой Зеландии в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунтио основание разреза - поздний мел сходна с формацией Гарден Ков – поздний мел- палеоцен – острова Кемпбелл расположенного в 600 км западу-юго-западу. Здесь формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт. Таким образом, сопоставляя основания разрезов Антарктиды и Новой Зеландии видно, что кристаллическое основание этих окраин представлено метаморфическими породами, а время формирования педогенных или мелководных отложений варьирует от олигоцена (море Росса) до позднего мела – плато Кемпбелл.

Плато, поднятия. В позднейшем альбе снижение уровня моря на 200 м известняковые слои на обоих гайотах продолжили формирование в субаэральных и эрозионных условиях, причины которых не ясны. В середине турона гайоты снова были погружены и происходило накопление только пелагических осадков. Почему не было дальнейшего мелководного осадконакопления неясно. Верхнемеловые пелагические осадки сохранились только в полостях известняков альба. Эоценовые и палеоценовые осадки на гайоте Аллисон имеют мощность 120 м. Нижнемеловая платформа инкрустирована фосфатами и оксидами железа и марганца.

2.6.2. Обсуждение результатов бурения

Отложения палеоцена, как показал опыт ранее проведенного анализа истории развития Атлантического и Индийского океанов, демонстрируют значительную и латеральную, и вертикальную временную изменчивость,

которую можно интерпретировать как следствие значительных по масштабам и дифференцированных по латерали тектонических движений. Именно они могут определять или полное исчезновение палеоцена их разрезов в определенных структурах или неполную выраженность- временную редуцированность палеоценовых отложений. Все это совокупно означает как будет показано далее знаковую смену геодинамических условий в океанах на границе мезозой- кайнозой.

В качестве показательного примера полного выпадения палеоцена из разреза северо-западной абиссали рассмотрим материалы рейса 32. Наиболее северными, расположенными к востоку от острова Хоккайдо и юго-востоку от поднятия Шатского, являются скважины рейса 32, забуренные на глубинах в среднем 5600 м и вскрывшие надбазальтовые раннемеловые отложения – поздний альб-баррем - готерив, ниже которых вскрыты измененные покровы базальтов, чередующихся с гиалокластитами. Датировки кернов скважины 307, так же, как и скважин 303-305 проведены по радиоляриям. В скв. 303 отмечено налегание отложений позднего миоцена на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 - отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана – позднего альба. Здесь из разреза выпадают палеоцен и ранний мел. Следует также отметить отсутствие в надбазальтовом разрезе отложений обломочных потоков, типичных для абиссали других рейсов Северо-Западной впадины. Палеоцен также полностью выпадает из разреза скважин рейсов 61, 129, 191. В отличие от Северо-западной абиссали по-иному в историю развития Северо-восточной абиссали вписан палеоцен. Северо-Восточный бассейн органичен с запада Императорским и Гавайским асейсмичными хребтами и с востока флангами Восточно-Тихоокеанского поднятия с условной границей по глубинам в бассейне более 4500.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект. В этом рейсе отложения палеоцена представлены временными фрагментами начала или конца палеоцена. В скважинах менее глубинных, приближающихся к флангам ВТП надбазальтовые пачки сложены карбонатными отложениями – красно коричневыми с обломками базальтов «высоко выветрелых и высоко фрагментированных». Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине 1331 базальты датируются палеоценом; в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена – в большинстве случаев, до олигоцена миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях северо-западных абиссали в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги – сочленяющиеся с флангами ВТП. Расположенная южнее к востоку от островной дуги Тонга-Кермадек юго-восточная абиссальная впадина разбурена в рейс 329 и вскрыла отложения палеоцена. В рейсе скважины расположены на последовательном удалении от сопредельной с запада окраиной островной дуги Тонга-Кермадек. Наиболее близкой к дуге является скважины U1365 и U1371 и удаленной скв. U1369. Присутствие в песке оливина и плагиоклаза в породах прямо перекрывающих базаль, считается продуктом выветривания океанического дна (seafloor weathering) и транспортировки осадочного материала на короткое расстояние. Основание разреза датировано по маркерам биособытий временем 64,3-64,9 млн. лет – границей верхнего мела и палеоцена. В отличие от ранее рассмотренных абиссальных равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь в условиях практически тех же глубин – 5,600 м, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины – невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симауниты также незначительной высоты, но отдельно стоящие. Другим кардинальным отличием от абиссальных впадин является крайне незначительная мощность осадочного чехла (десятки метров) и другой состав отложений чехла, имеющих отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленный, преимущественно, красными глинами и редко

Базальтовое основание представлено нацело измененными, красными глинами с фрагментами структур, или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов основания в наземных условиях отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе мел – палеоцен. Характерные особенности строения разреза абиссальной впадины Беллинсгаузена:

1. Перерыв между ранним миоценом и данием. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен-эоцен-поздний палеоцен – около 35-40 млн. лет. Ранний палеоцен – даний – железистые аргиллиты, наноаргиллиты.

2. Нет перерыва между основанием палеоцена и верхами разреза позднего мела. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (даний) и нанопланктон, которые, по мнению авторов описания разреза, свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления. Приведенные материалы подчеркивают присутствие в отложениях абиссальных равнин отложений – фрагментов – или начала или конца палеоцена. Эта временная фрагментарность еще более становится наглядной на материале литологического состава этих отложений – преимущественно обломочных или не обломочных карбонатных. И те, и другие свидетельствуют о мало глубинном их формировании в условиях динамичных – обломочные породы или статических карбонатные породы с бентическими фораминиферами. Налегание таких пород на измененные – окисленные базальты накладывает отпечаток на их состав – устойчивое обогащение оксидами железа и марганца – возможными продуктами окислительных изменений базальтов.

По материалам бурения в пределах Алеутской, Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, подробное содержание которых приведено в соответствующих разделах, осадочной и вулканическое основание задуговых хребтов и сопредельных с ними осадочных бассейнов датируется временем в интервале эоцен-миоцен и в разных участках и хребтов и бассейнов отложения палеоцена отсутствуют так же, как и в пределах Алеутской ОД. ОД Тонга-Кермадек – наиболее южная ОД в цепи западно-тихоокеанских дуг и обладает некоторыми литологическими и петрологическими отличиями от Марианской и Идзу-Бонинской дуг: присутствие и широкое распространение риолитовых вулканитов и появление в отдельных скважинах элементов разреза палеоцена. Так в скв. 207 рейса 21 расположенной в южной части поднятия Лорд Хауи в интервале 142-309 м – средний миоцен-палеоцен – вскрыты фораминифер-нанофоссильные илы, глинистые нанофоссильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями илами.

Такие же линейные структуры как островные дуги – асейсмичные хребты также характеризуются фрагментами во временном выражении отложений палеоцена. В Императорском хребте подводные горы Коку, Оджин, Сейко и «Северный Сейко» представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатными банками. В подводной горе Оджин осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, сцементированных кальцитом. Мелководные известняки верхнего палеоцена до среднего эоцена. Подводная гора Сейко Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренитами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен и показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную мало глубинную: бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриоза и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Гора Нинтоку оставалось выше уровня моря достаточно долго, чтобы сделать плоской поверхность субаэральной эрозией и действием волн. Мелководное осадконакопление прекратилось вследствие опускания в палеоцене Скв. 1205А пробурено 283,2 м. Вскрыта последовательность субаэральных базальтовых лавовых потоков, чередующихся осадков и красных почв (160 м).

Минимальный возраст основания – поздний палеоцен – ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6 – 55,0 млн. л.). Рассмотренные примеры – свидетельство активного динамического режима формирования асейсмичных хребтов – чередования периодов воздымания и последующего погружения. Такая динамика процессов во многом связана с активной вулканической деятельностью также с чередованием активного в большинстве наземного вулканизма и последующего наземного выветривания, которые вновь сменяются вулканизмом и т. д.

Плато, поднятия Центрально Тихоокеанский бассейн. Описание разрезов по конкретным скважинам различных рейсов не содержит каких-либо упоминаний об отложениях и вулканитах палеоцена. Следует лишь обратить внимание читателя на сведения, указывающие на субаэральные условия и ареально и экстенсивно проявленные на плато и поднятиях процессы педогенеза- формирование наземных кор выветривания (paleosol), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. По ряду причин коры выветривания не датированы но их расположение во многих случаях между меловыми и залегающими выше неогеновыми (миоцен) отложениями позволяет предположить, что палеоцен в этих активно развивающихся структурах был временем стабилизации и соответственно формирования не переотложенных кор выветривания.

Немногочисленные скважины, пробуренные в пределах окраин континентов, показывают иногда присутствие отложений палеоцена, в отдельных случаях- континентальная окраина Новой Зеландии- плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунти. Отложения палеоцена сходны с формацией Гарден Ков- поздний мел – палеоцен- острова Кемпбелл, расположенного в 600 км к западу- юго-западу. Здесь, формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт,

Плато, поднятия Центрально Тихоокеанский бассейн. Рассматриваемая структура ограничена с севера Гавайским асейсмичным хребтом, с запада – продолжением Марианской островной дуги, а с востока системой линейных поднятий (Туамоту и др), которые отделяют Центральный бассейн от проникновения в него трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Материалы глубоководного бурения в различных структурах этой части океана приведены в соответствующих разделах. Описание разрезов по конкретным скважинам различных рейсов не содержит каких-либо упоминаний об отложениях и вулканитах палеоцена.

Так же, фрагментарно отложения палеоцена установлены в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) По мере смещения по флангам ВТП из северо-восточной в экваториальную часть – рейс 199 (Палеогеновый экваториальный трансект) в разрезе пробуренных скважин отмечается в основном в основании разреза надбазальтовые отложения палеоцена позднейший палеоцен – очень темно-коричневые «металлизированные осадки» – часто по степени присутствия в них гидроокислов железа и марганца определяемые как «оксидный ил», содержат немного глины, непосредственно залегают на базальтах - поздний палеоцен - галька в основании разреза скв. 1215А и В. Отложения палеоцена также отсутствуют в разрезах скважин рейса 329 Скважины 1367 и 1368 расположены в пределах западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь осадочные металлизированные глины, залегающие на измененных базальтах, датируются возрастом 32 млн лет-эоцен-олигоцен. Таким образом имеющиеся материалы довольно неоднозначно показывают появление надбазальтовых отложений палеоцена только во фрагменте ВТП в субэкваториальной части океана. Имеющихся данных недостаточно для каких-либо построений. Важно лишь отметить что появление металлизированных красных глин в нал базальтовой части может предварительно синхронизироваться с ранее рассмотренными материалами.

Завершая рассмотрение состава и строения разрезов палеоцена в структурах океана следует выделить их следующие «сквозные» особенности:

- практически повсеместно отложения палеоцена представлены не полными разрезами, характеризующими или начальными, или конечными его элементами, или полное отсутствие в разрезе:

- практически постоянно эти фрагменты разреза представлены интенсивно окисленными, металлизированными отложениями, располагающимися в большинстве случаев в надбазальтовых частях разрезов.

Все это может свидетельствовать о существовании в палеоцене в Тихом океане активных динамических процессов – после базальтовых в условиях преобладающей тенденции восходящих движений, в условиях и тропического климата, способствовавшего ареальному и экстенсивному проявлению окислительных изменений- в условиях наземного выветривания, ранее сформированных базальтов, извержение которых по данным описания кернов также происходило в субаэральных условиях. Приведенные характеристики состава и строения литостратиграфии палеоцена еще раз подчеркивают важную особенность Тихого океана – латеральную геодинамическую неоднородность во временном интервале палеоцена, которая фиксируется фрагментами палеоцена, или его полным выпадением из разреза., В целом же преобладающими геодинамическими условиями в палеоцене или его частях является преобладание мелководного осадконакопления в условиях тропического климата.

2.7. Эоцен-олигоцен

2.7.1. Результаты бурения

Алеутская островная дуга (ОД). Скв. 183, расположена вблизи северного края Алеутской абиссальной равнины, западнее залива Аляска. Проходка 516 м. Основание: базальт. Возраст пород основания - конец раннего эоцена. Возраст базальтов древнее, чем конец раннего эоцена. Нижний олигоцен- средний - верхний миоцен – глины, чередующиеся с прослоями алевритов и песков. Прослой песков до 1 м. Цемент песков карбонатный. В песках калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц - 30-40 % и кальцитовый цемент. Очень мелкополосчатые, сланцеватые глинистые сланцы в интервале 341-350 м и темные, обогащенные органическим веществом, сланцы, содержащие от 5 до 10% фрагментов древесины между 444. 5 и 445 м. Надбазальтовая пачка – нижний эоцен – голубовато-белый известняк с прослоем нанофоссильного известняка и темно-желто-коричневый железистой глины. Мощность трудно установить, и эта пачка перекрывает базальт. Несколько обломков щелочного оливинового базальта до 8 см округлых с 1 см закаленной каймой были открыты в интервале ниже 504. 9 м. Стекло базальтов замещено гидроокислами железа. Здесь, следует обратить внимание на состав и изменения базальтов, налегание на них карбонатных отложений, выше которых располагаются обломочные породы - дебриты. Все это свидетельства вначале существования неритовых и мелководных обломочных отложений, и только потом, существенно, пелагических отложений. Изменения базальтов и присутствие их в округлых обломках, возможно, интерпретировать, как признак несогласия между измененными базальтами и вышележащими карбонатными – неритовыми (?) отложениями.

На основании региональной информации по Алеутскому хребту, вулканическое основание хребта Бауэрса, возможно, сформировалось в эоцене и миоцене. Не ясно происхождение вулканитов или субаэральное или субаквальное. Красный цвет многих фрагментов позволяет считать субаэральным или окисленным источником материала. В отдельном разделе описания керна скважин рейса 323 (Kawabata, Sato, Tatsumi, Scholl et. al) приводятся сведения о вулканических породах основания, вскрытых скважинами U1342A и U1342D на хребте Бауэрса. Таким образом, здесь на хребте Бауэрса, вскрыто основание вулканическое и вулканокластическое; выясняется время заложения этой структуры – эоцен-миоцен, в общем, типичное для ряда структур Алеутской дуги и это время можно, с учетом сведений по бурению, считать временем формирования дуги. Остается неясным время формирования структур дуги – время и природа их заложения, но формирование

осадочного и вулканического покрова этих структур в целом – эоцен - в хребте и миоцен - более позднее - в сопредельных структурах.

Марианская и Идзу-Бонинская дуги. Вблизи скважины 447 на западе Филиппинского бассейна в 100 км к западу от хр. Кюсю-Палау, расположена скв. 1201. Глубина 571 м. Скважиной вскрыто: 510 м – миоцен- поздний эоцен – осадки и 90 м базальтов. Осадки представлены двумя пачками. Верхняя пачка (0-53 м) – ранний плиоцен- поздний олигоцен – мягкие пелагические глины, кремни, прослойки песчаников и аргиллитов, содержащих повышенное количество красной глины. Нижняя пачка (интервал 53-510 м) – турбидиты с вулканокластическим материалом. Состав их меняется от грубозернистых песчаников и брекчии до аргиллитов. Прослойки турбидитов имеют мощность от десятков метров до нескольких миллиметров, с тенденцией убывания их мощности вниз по разрезу. Базальные отложения (20-30 м) представлены переслаивающимися турбидитами и красноватыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами. Одной из характерных особенностей турбидитов является их цвет: темно-коричневый и темно-зеленовато-серый в верхних 240 м пачки, где вулканокластический материал свежий. Турбидиты в интервале 53-462 м имеют возраст – поздний эоцен – ранний олигоцен. Нижележащие 25 м – красных аргиллитов – поздний олигоцен, поздний олигоцен – поздний эоцен. Граница – резкое изменение цвета от коричневого на зеленый – может быть связана с тем, что вместо глин появляется переработанный обломочный материал вулканических пород. Пачка до базального прослоя мощностью 2,5 м – вулканокластические песчаники, алевролиты и брекчии. Базальная пачка – красные алевролиты. Основание (2,5 м) красно-коричневые аргиллиты. Такие же прослойки присутствуют внутри базальтового основания. В базальном прослое обломки мелководных известняков с бриоза и известковистыми водорослями, обломки миндалекаменных вулканитов и вулканического стекла, порфиоров, дацитов. Имеются свидетельства субаквального и субаэрального вулканизма.

Наиболее древние осадки – верхний эоцен. 47 м – интервал отложений, перекрывающих основание – не датирован. Пробурено 90 м базальтового основания. Базальты интенсивно выветрели, особенно в контакте с перекрывающими вышележащими породами. Гиалокластиты палагонитизированы, превращены в смектит. Базальтовое основание скв. 1201 – 94 м (32% керн) – базальты миндалекаменные с обохренными трещинами, пиллоу-структурами с закаленной поверхностью. В промежутках между потоками залегают обломочные, биокластические породы. В других скважинах лавовые потоки без закаливания (не пиллоу-лавы); лавовые брекчии, сцементированные коричневым осадочным материалом. Лавы сильно изменены, особо в контакте с перекрывающими осадками, степень изменения уменьшается с глубиной; цвет измененных пород красновато-серый. Жилы и многочисленные миндалины заполнены гидроокислами железа, глиной, карбонатом. Таким образом, в разрезе Марианского трога, вскрыта бурением серия прогибов – бассейнов и разделяющих их хребтов. Заполнение трога – преимущественно обломочное, основание вулканическое базальтовое. Возраст значительно моложе плейстоцен- плиоцен – по сравнению с Западно-Филиппинским бассейном – эоцен- олигоцен. Изменения в базальтах настолько велика, что после подъема керн породы легко разрушаются ногтем. Скважина 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна, непосредственно выше западного склона желоба. Верхние 559 м – осадков, представленные витрическими илами с прослоями пеплов – ранний - поздний плейстоцен, залегающими над мощной пачкой турбидитов позднего олигоцена и среднего миоцена, ниже которых залегают аргиллиты раннего олигоцена - середины эоцена. Осадочная последовательность показывает, что район скв. 459 подвергался активному вертикальному перемещению в позднем олигоцене- среднем миоцене. Несогласия зафиксированы в интервалах 3,0-10,0; 13,4-14,0; 30,0-34,5 и 40,0-42 млн лет. Изверженные породы вскрыты скважиной в интервале 559-691,5 м, представлены преимущественно, клинопироксен – плагиоклазовыми

базальтами. Характерно присутствие микрографических прорастаний кварца и плагиоклаза в диабазах пачки 3. Большинство базальтов миндалекаменны. Важная особенность базальтов - отсутствие ортопироксена.

Скважина 460 заложена в пределах небольшого осадочного бассейна, ограниченного разломами, шириной 1 км, расположенного на внутренней островодужной стенке Марианского желоба в 23 км от оси желоба. В разрезе скв. 460 (эоцен- олигоцен) – известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями, гравий и песок. Обломки в гравии до 2 см субокруглые. Литифицированные осадки – аргиллиты, вулканический материал. Переработанные элементы в глинистом матриксе в песке и гравии размером до 2 см субугловатые и субокруглые литифицированные осадки (аргиллиты, песчаники, фрагменты вулканических пород, измененного стекла и кристаллов). Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками (*calpionellids*) возраста титон-баррем. Цемент – глинистый матрикс из вулканического материала, фрагменты измененных вулканических пород, включая известняки с фауной (титон-баррем). Отложения талуса – обломочные породы скважин 460 и 460А представлены 8 типами пород. Заключая рассмотрение результатов бурения в трансекте рейсов 59-60, следует отметить устойчивые различия в составе и строении разрезов хребтов и бассейнов. В хребтах достаточно устойчиво вскрыты карбонатные фации неритовых отложений, часто непосредственно залегающие на базальтах основания. В бассейнах карбонатные отложения отсутствуют и представлены, преимущественно, вулканокластическими и терригенными отложениями, которые, по мнению авторов описания керна, являются шлейфом обломочных потоков, распространяющиеся на значительные расстояния от хребтов – источников сноса. Такого рода литолого-фациальные взаимоотношения присутствуют не только в пределах задуговой части Марианской дуги, но и рассматривались ранее при характеристике строения разрезов абиссальных впадин. Все это свидетельства взаимообусловленных процессов воздымания хребтов и синхронного погружения основания сопредельных бассейнов. Основные события и вулканизма, и осадконакопления развиваются в Марианской дуге в эоцене - миоцене и завершаются синхронным погружением в четверть- плейстоцен- голоцене – перекрытием осадочных обломочных и вулканомиктовых отложения пелагическими илами.

Скв. 290 расположена в пределах Западно-Филиппинского бассейна в дистальном окончании осадочного шлейфа вдоль западного фланга хребта Кюсю-Палау. В скважине вскрыты 90 м – четверть - поздний олигоцен - коричневых алевритовых глин, перекрывающих 49 м - поздне олигоценных - нанофоссильных илов. Этот переход датирует проседание этой части Западно-Филиппинского бассейна. Ниже этих пачек лежат более чем 80 м – раннеолигоценных или поздне эоценовых алевритов, формирующих дистальный клин крупного осадочного шлейфа, располагающегося к западу от хребта Кюсю-Палау. Шлейф, возможно, формировался в раннем олигоцене и позднем эоцене. Базальная пачка – поздний эоцен или очень ранний олигоцен – вулканическая брекчия более 30 м мощности, формирующая оползень от локального топографического поднятия. Базальтовые фрагменты и нанофоссилии в обломках, позволяют считать, что основание, которое не было вскрыто, имеет поздне эоценовый возраст. Основание разреза – ранний олигоцен- поздний эоцен – вулканические конгломераты и брекчии. Макроскопические угловатые и субокруглые обломки представлены диабазом, выветрелыми или измененными вулканитами, палагонитом, стеклом и мелом. Вниз по разрезу увеличиваются размеры обломков до 1-6 см. Многие обломки имеют каймы выветривания. Цемент брекчий сложен смесью доломита, цеолита и диспергированной глины. В обломках присутствуют нанофоссильные илы, содержащие плиоценовые, эоценовые и меловые фораминиферы. Размер обломков от песка до гравия – 37 мм. Отношение обломков к цементу- 50:50. Обломки вулканитов, микрита, округлые фрагменты глин и илов, содержащих фораминиферы плиоцена, нанофоссилии плиоцена и эоцена, фораминиферы мела, песчаные зерна кварца, полевого шпата, обрывки стекла, пироксен - авгита и амфибола. Считается, что хребет в районе скважины в плиоцене существовал в мелководных условиях.

Обломки базальта с бурой палагонитовой каймой, каймой выветривания или марганцевой корой. Физическая природа вулканического конгломерата – отложение из субмаринного гравитационного потока – обломочного потока.

Здесь важно подчеркнуть, интерпретацию авторами описания керна, динамики формирования осадков и нахождение хребта уже в плиоцене в мелководных условиях. В соответствии с данными других разрезов бассейнов восточной части Филиппинского моря, здесь, в основании разреза, присутствуют исключительно базальты. То же отмечается и в разрезе скв. 291, расположенной во внешней части Филиппинского трога, недалеко от разлома Центрального бассейна, в условиях расчлененного рельефа основания в нескольких сотнях метров покрытого чехлом осадков, 100-150 м мощностью. Надбазальтовые отложения – поздний эоцен- середина раннего эоцена – пыльно-красные до красно-коричневых нанофоссильно-радиоляриевые алевритистые глины, железистая цеолитовая глина. Количество гидроокислов железа увеличивается вниз по разрезу. В основании разреза базальт-толеит, фрагменты с пироксеном и плагиоклазом – изменения коричнево-красный серпентинитовый материал. Формирование осадков происходит в условиях внезапного появления органических обломков гравитационными потоками, с прилегающих топографических поднятий. В целом, аналогично, строение разреза скв. 293, пробуренной в мощном шлейфе осадков, залегающих севернее и восточнее Лузона и западнее разлома Центрального бассейна в Западно-Филиппинском бассейне. Стратиграфическая колонка представляет 224 м – поздне плиоцен-плейстоценовых песчано-алевритовых турбидитов; 156 м – плиоценовых дистальных аргиллитовых турбидитов, 29 м – коричневых аргиллитов с переработанными эоценовыми нанофоссилиями, перекрывающих 46.5 м – миоценовой базальтовой брекчии. Следует еще раз, обратить внимание на сейсмический профиль района заложения скважин с типичным рельефом основания – «бассейны и хребет».

Скважина 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Перерыв обнаружен в раннем олигоцене. Осадки основания – отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. В разрезе скважины выделены пять пачек, преобладающе представленных переотложенными терригенными и биогенными компонентами от квартера до среднего эоцена. Карбонатные породы миоцен-олигоцен подстилаются терригенными породами эоцена, которые, в отличие от вышележащих пачек, представлены только терригенными компонентами, которые становятся все более грубообломочными ниже по разрезу; в основании – только конгломераты и песчаники в прослоях от 5 см до 120 см.

Целенаправленное изучение обломков в конгломератах позволило выделить три главных категории обломков и вулканических пород. Меловые рифовые известняки и средне эоценовые биокласты. Вулканические породы представлены, преимущественно, щелочными базальтами со средним количеством андезитов и габбро. С вулканическими породами ассоциируют фрагменты гидротермальных жил и гиалокластит-песчаные обломки. Меловые рифовые известняки подразделяются на лагунные, зарифовые, и каналльно-рифовые. Известняки содержат гальки базальтов и показывают минимальный возраст базальтовой вулканической активности в хребте – баррем-маастрихт. Обломки известняков показывают, что вулканическая и тектоническая активность способствовала поднятию хребта, формированию рифов перед погружением в процессе глобального поздне мелового подъема уровня моря. Средне эоценовые биокласты представлены крупными фораминиферами, инкрустированными красными водорослями. Их присутствие показывает, что хребет Дайто снова воздымался перед проседанием на современные глубины, фиксируя смену терригенной седиментации на пелагическую в среднем эоцене. В близ расположенной скважине 446, основание разреза – ранний-средний эоцен – серый известковистый аргиллит, глауконитовый аргиллит, измененный пепел. Конгломераты и песчаники в

литологической пачке 5 – средний эоцен (в скв. 445) содержат породные кластеры, детритовые минералы, биокласты и аутигенные минералы. Породные обломки преимущественно плагиоклаз-афировый базальт, микродолерит, за которым следуют плагиоклаз-клинопироксен-афировый базальт, афировый базальт, кремни и известняк, небольшое количество роговообманкового сланца. Детритовые минералы преимущественно: плагиоклаз, авгит, титан - авгит, оливин, от зеленого до бледно-коричневого роговая обманка, темно-коричневая роговая обманка, с подчиненной хромовой шпинелью, эпидотом, ильменит и магнетит, а также незначительные количества диопсида, энстатита, актинолита и эгирин-авгита. Биокласты - это *Nummulites boninensis*, *Asterocyclina* sp. sp. *A. repugna* и некоторые другие более крупные фораминиферы. Минералогические данные свидетельствуют о наличии двух метаморфических событий в хребте Дайто. Более раннее - было промежуточным, по условиям к метаморфизму высокого давления. Поздний метаморфизм связан с палеоценовым вулканическим событием. Ультрамафические породы преобразованы контактовым метаморфизмом. Во время эоцена обнаженные вулканические и метаморфические породы поднятия хребта Дайто, возможно, поставляли гальку на окружающее побережье и мелководье. Крутой уклон на шельфе, возможно, вызвал частую транспортировку гальки и мелководных бентосных организмов в более глубоководные части бассейнов, с образованием в них конгломератов и песчаников.

Скважина U 1348 размещена в бассейне Амами-Синкаку, в менее чем в 100 км от северного окончания хребта Кюсю Палау. Разрез по скважине был изучен по глубине на 1461 м и в разрезе выделены четыре пачки. Пачка 1 – преобладающе терригенные и вулканокластические илы с прослоями пеплов. Пачка 2 – туфогенные аргиллиты и мелкозернистые песчаники. Пачка 3 – породы более грубозернистые, по сравнению с пачкой 2 – туфогенные аргиллиты, песчаники и конгломераты с галькой и редко с булыжниками. Пачка 4 – грубозернистые песчаники – интервалы 1-20 см между изверженными породами. Вскрыто около 150 м изверженного основания: миндалекаменные афировые и порфиновые базальты – олигоцен- эоцен – туфогенные песчаники, алевролиты и брекчия - конгломераты. Разрез пачки характеризуется преобладанием и повтором конгломератов и песчаников с более тонкими интервалами доминирующе аргиллитовыми. В основании пачки появляются красные радиоляриевые аргиллиты и по этим породам проводится граница пачек 3 и 4. Эоцен – аргиллиты с радиоляриями, туфогенные аргиллиты, туфогенные песчаники и брекчия – конгломераты. В верхней части разреза – аргиллиты; в средней и нижней преобладают средне-крупнозернистые песчаники и брекчия – конгломераты, сменяющиеся в основании, в контакте с вулканитами темно-красными 4 м – аргиллитами и песчаниками. В разрезе эоцена выделены в керне три пачки изверженных пород с фенокристаллами клинопироксена в основной массе, девитрифицированного стекла, состоящей из пироксена и плагиоклаза. Породы по составу отнесены к высоко натриевым базальтовым андезитам, и отнесены к локальным интрузиям – силлам, или дайкам, и считаются более молодыми, чем базальты основания. Базальты основания – 149,9 м – эоцен (?) через обломочный контакт с коричневым, полосчатым аргиллитом подстилается окисленными базальтовыми породами. Пачка сложена миндалекаменными мелкозернистыми афировыми и реже порфировыми базальтами с фенокристами оливина, пироксена и плагиоклаза размером до 3 мм в полнокристаллической, существенно плагиоклазовой основной массе, пятнисто замещенной оксидами. Изменения в базальтах – сильные и уменьшаются в основании скважины. Структуры базальтов – вариолитовые, сферолитовые. Фенокристы плагиоклаза. Клинопироксен, титаномагнетит, оливин с включениями красноватой шпинели. В целом же разрез этого бассейна мало чем отличается от разреза бассейна Шикоку и Западно- Филиппинского с характерным для этих бассейнов типично базальтовым основанием. Скважина 786 расположена в центре Идзу-Бонинского преддугового бассейна в 120 км восточнее активного вулкана Муојин Шо. Стратиграфически разрез скважины разделен на 4 пачки. Пачка 1 – 0-83,6 м – ранний

плейстоцен- средний миоцен представлена нанофосильным мелом и глиной. Пачка 2 – 83,46-103,25 м - поздний олигоцен - средний эоцен - нанофосильные доломит и глина. Прослой пепла и минеральные фрагменты. Пачка 3 – 103,25-124,90 – средний эоцен – вулканокластические брекчии.

Островная дуга Тонга-Кермаде. Скважина 840. Глубина 745,5 м. Скважина расположена на юге Центральной платформы, которая располагается в осевой части хребта Тонга в 45 км восток-северо-восточнее острова Ата и в 130 км юго-юго-западнее островов Тонга Тапу и Эуа. Скважина расположена на западном фланге платформы, протягивающейся на 60 км по изобате 1000 м. Хребет Тонга существует с эоцена. И, наконец, скважина 841 размещена в верхней части склона желоба – западной части желоба Тонга на глубине 4810 м, Скважина находится в 150 км к востоку от вулканического острова Ата и в 235 км юго-восточнее поднятой коралловой платформы Тонгатапу. Ось желоба Тонга лежит на расстоянии 40 км к востоку от скважины. Скважина расположена на середине островодужного склона на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простираем желоба. Этот небольшой купол - один из нескольких куполов, расположенных на склоне в виде террасоподобных уступов, которые характеризуют внутреннюю западную стенку желоба. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене - раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалиевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Основание разреза – ранний олигоцен - поздний эоцен – известковистые вулканические песчаники с фораминиферами перекрывают риолитовые лавы и пирокластические образования, включающие игнимбриты и спекшиеся туфы Риолитовые породы перекрыты верхнеэоценовыми мелководными известковистыми вулканическими песчаниками Риолитовые извержения важны в нескольких аспектах. Их аэральное образование показывает, что эта часть островной дуги располагалась выше уровня моря, когда извергалась и впоследствии погрузилась более чем на 5000 м. Возраст вулканизма неизвестен, но древнейшие осадки, перекрывающие риолитовые вулканы – верхний эоцен. Отсутствие какой-либо переработанной фауны и флоры внутри вулканической последовательности, а также отсутствие радиометрических определений древнее чем средний эоцен в любой части хребта Тонга, преддуговой его части и в желобе, все свидетельствует о том, что позднейший эоцен- наиболее приемлемый минимальный возраст риолитового вулканического комплекса.

Плато Оньюнг Джава. Скв. 803. Надбазальтовый горизонт средний эоцен – начало позднего мела - аргиллиты с горизонтами, в различной степени обогащенными радиоляриями. Доминирующий цвет - коричневый, темно-коричневый. Обломочные компоненты: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, иллит, смешано слойные слюды. Существует значительное несогласие между породами пачки 3 и базальтовым основанием. Резкая смена окраски на границах пачек 2 и 3 тоже считается свидетельством несогласия между ними. Толетовые базальты сеноман (?) или древнее пробурены в интервале 631-656 м (выход керна 38 %).

Поднятие Шатского. «Сокращенный» разрез (скв. 1184), где не вскрыты базальты основания, представлен вулканокластическими породами (эоцен), туфами с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы считают условия образования этих отложений субаэральными, так же, как и субаэральными условия их выветривания.

Абиссали. Бассейн Науру. Северная часть. Глубина – 5181 м. Поздний кампан – ранний маастрихт и сеноман отличается от вышележащих отложений эоцен – маастрихт – кремнистые породы, мел и известняки, исчезновением кремней и появлением вулканокластического материала. Мелководные крупные фораминиферы и

другие ассоциированные виды, адаптированные к рифовым условиям, были вскрыты в скв. 462, пробуренной на глубине 5181 м в бассейне Науру южнее Маршалловых островов. Мелководный материал, по мнению авторов описания разреза, главным образом переработанный по следующими причинам: 1 – по ассоциации с вулканокластическими брекчиями и грубозернистыми песками; 2 – присутствием эпизодически внутри турбидитов с обломками пелагических компонентов (планктонные фораминиферы, радиолярии и известковистый нанопланктон). Более 60 образцов крупных фораминифер были диагностированы. Их возраст меняется от кампана до позднего олигоцена. Только несколько образцов определены как средний мел. Сопоставлены с подобными мелководными ассоциациями, вскрытыми в глубоких скважинах центра западной Пацифики (острова Лайн, хребет Туамоту). На этом основании присутствие крупных фораминифер обусловлено: 1 – существованием крупных вулканических построек, венчаемых рифами в середине мела, в позднем кампана до позднего маастрихта, в среднем и позднем эоцене, раннем и позднем олигоцене; 2 – пять главных дискретных эрозионных событий были установлены в позднем мелу, они датируются средним - позднем маастрихтом, поздним эоценом, ранним средним олигоценом; 3 – ассоциации крупных фораминифер имеют значительное сходство с Карибской биопровинцией в течение мела, в то время как они содержат многие Тетические или Индо-Тихоокеанские элементы в течение третичного периода.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект. Скв. 1215 Глубина 5396 м; холмы абиссальной равнины. 0-69 м – голоцен-ранний эоцен – коричневые глины и нанофоссильные илы; позднейший палеоцен – оксидные илы, непосредственно налегающие на базальты, гальки окисленные и ожелезненные базальты – поздний палеоцен. Скв. 1217. Глубина – 5342 м – абиссальные холмы 0-128 м – голоцен- ранний эоцен – нанофоссильные илы, глины; 128-129 м ранний эоцен – нанофоссильный мел; 129-138 м – поздний палеоцен – выветрелые базальты, глина среди обломков нанофоссилии – поздний палеоцен. Скв. 1218. Глубина 4828 м; 0-52,1 м глины, нанофоссильные илы – голоцен - ранний миоцен; 52,1-216 м – глины, илы, прослой с градационной слоистостью – ранний миоцен- ранний олигоцен; 218-252 м – олигоцен- средний миоцен – переслаивание глин и мела; 250-274 м – средний эоцен – мел с доломитом ниже сантиметровые фрагменты базальтов – средний эоцен. Скв. 1219. Глубина 5063 м. 0-150 м – голоцен - ранний миоцен – илы и глины; 150-234 м – поздний эоцен – илы глины и прослой с ихтиолитами; 234-250 м – ранний эоцен – красно-коричневый мел; выше базальтов прослой 14 см коричневого мела с фрагментами измененного окисленного и ожелезненного базальта – высоковетрелого и высокофрагментированного. Рассматривая сведения о составе и строении и времени становления части Север-Восточной впадины, прежде всего, следует отметить, что время ее заложения, вернее время формирования базальтового основания кардинально отличается более молодым возрастом по сравнению с Северо-Западной абиссальной впадиной – бассейном. Здесь в серии скважин возраст базальтового основания оценивается по биостратиграфическим данным в интервале эоцен – в скважинах, расположенных в районе разлома Молокаи (скв. 1215, 1217) и (средний- поздний эоцен) в скважинах, расположенных южнее в районе разломов Кларион-Клиппертон. В этих же скважинах выше базальтов залегают существенно карбонатные отложения – коричневый мел, с обломками измененного, окисленного и ожелезненного базальта высоковетрелого и высокофрагментированного с возрастом ранний- средний эоцен. В отдельных скважинах скв. 1218, заложенных, учитывая глубины заложения в части разреза олигоцен – миоцен, встречены прослой с градационной слоистостью и присутствием ихтиолитов, что по данным Северо-Восточной впадины может свидетельствовать о появлении здесь продуктов разрушения – гравитационных обломочных потоков – свидетельств возможного присутствия близ расположенных поднятий, с которых происходил снос обломочного материала.

Рейс 320. К западу от Гавайского хребта. Скв. U 1331. Глубина 5116 м. 0-97. 10 м – голоцен-средний миоцен – нанофоссильные и радиоляриевые илы; эоцен – базальты. Скв. 1333. Глубина 4853 м. Пачка I имеет

мощность ~ 7 м и содержит чередующуюся последовательность глины, глинистого радиоляриевого ила, глины, и нанофоссильного ила раннего миоцена. Эти осадки перекрывают ~ 112 м чередующегося очень бледно-коричневого нанофоссильного ила с радиоляриями раннего миоцена до позднего эоцена (пачка II). Пачка III состоит из ~ 60 м глинистого радиоляриевого ила и глинистого нанофоссильного ила, нанофоссильного радиоляриевого ила, порцелланита – позднего - среднего эоцена. Пачка III разделена на две субпачки (IIIa и IIIb) на основе появления горизонта порцелланита (субпачка IIIb). В основании скв U1333A маломощный ~ 3,3 м фораминиферовый известняк (пачка IV) перекрывает базальт – средний эоцен (пачка V). Мелкозернистые базальтовые фрагменты были получены в разрезе каждой пробуренной скважины, так же, как и брекчии известняка и базальта.

Скв. 1334. Глубина 4779 м. Скважина заложена на расстоянии ~ 100 км к северу от зоны разломов Клиппертон на абиссальной вершине холма, покрытой осадком мощностью ~ 280 м Верхняя часть разреза (0-47 м) сложена глинами и нанофоссильными илами, радиоляриевыми илами раннего до среднего миоцена, (пачка I). Самый верхний интервал 15 м. пачки I состоит из глины с различным количеством (<15%) железомарганцевых микродулей и цеолита. Эти осадки перекрывают чередование глины и нанофоссильного ила. Пачка II состоит из ~ 200 м – ранний миоцен до олигоцена – нанофоссильный ил и мел ~ 35 м. Чередующаяся последовательность позднего эоцена представлена нанофоссильным мелом, радиоляритом и глиной (пачка III). Слой мощностью ~ 1 м среднего эоцена сложен мелом и известняком, вскрыт в основании разреза пачки (часть IV) над базальтовым основанием. Основные разновидности пород пачки IV – бледно-коричневый мелкодисперсный мел и коричневый известняк. Пачка IV отличается от пачки III присутствием известковистого материала в качестве основного компонента в нанофоссильном иле и присутствием известняка, содержащего многочисленные обломки базальта. Бентические фораминиферы почти постоянно присутствуют в образцах скв. U1334. Скв. U 1331 Глубина 5116 м. 0-97. 10 м – голоцен - средний миоцен – нанофоссильные и радиоляриевые илы; эоцен – базальты. Интервал 97. 10-156. 8 м – илы с градационной слоистостью; 186-189 известковистые илы и глины. Приводится специальный раздел гравитационные потоковые отложения (Gravity flow deposits). Скв, 1333. Глубина 4853 м в основании скв U1333A маломощный ~ 3,3 м фораминиферовый известняк (пачка IV) перекрывает базальт – средний эоцен (пачка V). Мелкозернистые базальтовые фрагменты были получены в разрезе каждой пробуренной скважины, так же, как и брекчии известняка и базальта. Скв. 1334. Глубина 4779 м Скважина заложена на расстоянии ~ 100 км к северу от зоны разломов Клиппертон на абиссальной вершине холма, покрытой осадком мощностью ~ 280. Чередующаяся последовательность позднего эоцена представлена нанофоссильным мелом, радиоляритом и глиной (пачка III). Слой мощностью ~ 1 м среднего эоцена сложенный мелом и известняком, вскрыт в основании разреза пачки (часть IV) над базальтовым основанием. Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине 1331 базальты датируются палеоценом; в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена - в большинстве случаев, до олигоцена миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях впадины в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги – сочленяющиеся с флангами ВТП. Во втором случае характерно формирование малоглубинных карбонатных отложений, непосредственно налегающих на базальты. Здесь вновь следует остановиться на характеристике изменений базальтов их окислительных изменений и фрагментированности и попадании обломков в карбонатные отложения. Только в одном случае отмечается высокая выветрелость базальтов.

Юго-Западный Тихоокеанский бассейн. Бассейн Беллинсгаузена. **Скв. 323.** Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза –

коричневая глина- поздний мел. Вулканическое основание – базальт. В разрезе скважины выделены шесть пачек. Перерыв в осадконакоплении – олигоцен - эоцен - поздний палеоцен.

Рассматривая сведения о составе и строении и времени становления Северо-Восточной впадины, прежде всего, следует отметить, что время ее заложения, вернее время формирования базальтового основания, кардинально отличается более молодым возрастом по сравнению с Северо-Западной абиссальной впадиной – бассейном. Здесь в серии скважин возраст базальтового основания оценивается по биостратиграфическим данным в интервале эоцен - в скважинах, расположенных в районе разлома Молокаи (скв. 1215, 1217) и средний - поздний эоцен в скважинах, расположенных южнее в районе разломов Кларион-Клиппертон. В этих же скважинах выше базальтов залегают существенно карбонатные отложения – коричневый мел, с обломками измененного – окисленного и ожелезненного базальта, высоковетрелого и высокофрагментированного, с возрастом ранний - средний эоцен. В отдельных скважинах – скв. 1218, заложенных учитывая глубины заложения в части разреза олигоцен - миоцен, встречены прослои с градационной слоистостью и присутствием ихтиолитов, что по данным Северо-Восточной впадины, может свидетельствовать о появлении здесь продуктов разрушения - гравитационных обломочных потоков – свидетельств возможного присутствия близ расположенных поднятий, с которых происходил снос обломочного материала.

Асейсмичные хребты. Рейс 19. Скважина 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов 550-705 м – верхи среднего миоцена – диатомовые глины; 705-940 м – миоцен-олигоцен – аргиллиты с известковистыми прослоями и далее 940-1044 м - верхний эоцен - нижний маастрихт—мел и известковистый аргиллит и далее 950-1000 м - градационно слоистые пески и алевролитистые прослои. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт). На глубине 1044 м осадки перекрывают комплекс потоков щелочных базальтов и трахибазальтов. Непосредственно перекрывающий базальты 20 сантиметровый прослой мела, содержит измененные фрагменты нижележащих базальтов. Базальты интенсивно замещены глиной, кальцитов и гидроокислами железа.

Рейс 145. Скв. 883. Подводная гора Детройт. Глубина – 3245,9 м. В разрезе скважины в интервале 0-652,2 м – квартал - миоцен – вскрыты диатомовые илы в интервале 358-652 м, – переслаивающиеся с карбонатными илами и нанофоссильным мелом. В интервале 652-814 м – поздний олигоцен - ранний эоцен – нанофоссильный мел, переслаивающийся с витрическим пеплом (с интервала 740 м), количество прослоев пепла увеличивается вниз по разрезу.

В подводной горе Оджин осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, сцементированных кальцитом. Мелководные известняки верхнего палеоцена до среднего эоцена. Подводная гора Нинтоку. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса. Подводная гора Сейко. В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки – 0-52 м – пелагические илы плиоцен до известкового мела – нижний миоцен. Пачка 4 – 52,0-52,5 м – представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена. Пачки 5 и 6 представлены рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренитами. Окаменелости этих пачек средний палеоцен и показывают значительный перерыв от эоцена до большей части олигоцена. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную мало глубинную: бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриоза и остракоды. Этот рифовый материал залегают непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Следовательно, гора Сейко была

островом с окружающими рифами в середине палеоцена. Скважина 433 прошла прибрежные и лагунные зоны с за рифовым регионом и рифовым комплексом. История опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта, по материалам рейса 55 в соответствии с представлениями авторов проекта бурения, такова. Многие подводные горы когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологиях подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмеи и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты когда-то являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития, и отражают скорость погружения или продолжительность нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субаэральных или мелководных условиях. Гора Иомей – Удмеи представляет стадии от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку - Nintokui подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и «Северный Сейко» представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение.

Рейс 197. Движение Гавайской горячей точки. Палеомагнитный тест. Скв. 1203. Глубина 2593 м. Пробурено 300 м пелагических осадков. На глубине 457 м вскрыты базальты. Надбазальтовая пачка ранний – средний эоцен; песчано-глинистая пачка, перекрывающая вулканическое основание. **Скв. 1205.** Район подводной горы Нинтоку По материалам рейса 55 предполагалось, что симаунт Нинтоку проходил стадию атолла, окруженного рифами и банками, и интенсивным карбонатным интерьером перед проседанием и разрушением островов, располагавшихся ниже уровня эрозии. В дальнейшем предполагалось, что несколько небольших остатков вулканов перекрывались мелководными отложениями. Гора Нинтоку оставалось выше уровня моря достаточно долго, чтобы сделать плоской поверхность субаэральной эрозией и действием волн. Мелководное осадконакопление прекратилось вследствие опускания в палеоцене. Надбазальтовая пачка ранний эоцен (граница эоцен-палеоцен). Желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5-90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Вулканические обломки настолько сильно изменены, что протолит не определить интерпретируются как лавы пахоехое.

Скв. 1205А пробурено 283,2 м. Вскрыта последовательность субаэральных базальтовых лавовых потоков, чередующихся осадков и красных почв (160 м). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен – ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6-55,0 млн. л.).

Континентальные окраины. Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида Континентальная окраина Новой Зеландии. Скв. 277. Глубина 1214 м. Проходка 472,5 м. Основание осадочного разреза – средний палеоцен. Скважина заложена между Оклендом и островом Кемпбелл. Отложения скв. 277 коррелируются с формацией известняков Такер Ков острова Кемпбелл, которая датируется олигоценом – ранним эоценем. Наиболее детально изучена (бурением в рейсе 133.) Северо-Австралийская окраина, расположенная между Большим Барьерным рифом на западе и бассейном Кораллового моря - на северо-востоке. Скв. 811/825. Скв. 811. Глубина 947,9 м. Проходка 392 м. Размещена в пределах западной окраины плато Олкленд

в 3. 5 милях от рифа Холмс. В разрезе скв. 811 выделены семь пачек. Пачка 6 – 408,5-453 м – средний эоцен - нижний миоцен, возможно, верхний олигоцен – белые и палево-желтые до желтых с розоватыми прослоями хорошо отсортированные ракушняки и пористые ракушняки с кораллиновыми водорослями, эхиноидами, моллюсками и небольшими ветвистыми кораллами. Условия осадконакопления – субтропические воды во внутреннем неритовом шельфе. Осадки представляют трансгрессивные фации, перекрывающие континентальное основание. Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты.

История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батимальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене- плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в скв. 824 и 825 континентального основания палеозойских (ордовик-девон) сланцев формации Ходжкинсон.

Периконтинентальные моря. Скв. 770 пробурена в центральной части моря Целебес, где в основании разреза вскрыты аргиллиты раннего олигоцена, перекрывающие базальты. Надбазальтовая пачка конец среднего эоцена – ранний олигоцен, мощность – 19,7 м. В верхней части разреза присутствуют коричневые аргиллиты с низким содержанием карбоната. Нижняя часть разреза, перекрывающая базальтовое основание, представлена песчанистыми глинами и аргиллитами. Присутствуют марганцевые микронодули (<1 мм). Песчанистые глины – желто-коричневые, палево-желтые. Песчаная фракция представлена округлыми и угловатыми агрегатами измененного стекла в глинистом матриксе. Аргиллиты основания разреза – коричневые с обломками глин (измененное стекло), фрагментов пород и редкими нанофоссилиями. Присутствует значительное количество радиолярий. В целом, в скв. 770В и 770С мафические породы перекрыты красными глинами, которые содержат гиалокластические фрагменты. В скв. 770В пробурено 53,18 м базальтов. В первом потоке скв. 770В мощностью 18,42 м (кern 7 м) в его верхней части имеется 5 м полосчатой коричневой глины, содержащей гиалокластические фрагменты нижележащих базальтов.

Скв. 767В, С. В этих скважинах базальты перекрыты красными глинами среднего эоцена. Надбазальтовая пачка 4 (интервал 406,5-484,4 м) – средний эоцен - ранний миоцен – сложена темно-серо-коричневым, до красновато-коричневого, аргиллитом с микронодулями марганца (1-5 мм). Основной компонент – минералы глин с кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами (оксиды). В породах отмечается низкое содержание карбоната, присутствуют фораминиферы и редко радиолярии; присутствуют кости и зубы рыб. Пачка 4 перекрывает измененные базальты, хотя контакт в керне не обнаружен. Красные глины перекрывают базальт, но контактовые взаимоотношения не изучены.

2.7.2. Обсуждение результатов бурения

Отложения эоцена выявлены бурением практически во всех структурах океана. Существует два типа отложений. Первый, когда эоцен связан взаимопереходами с вышележащими осадками олигоцена. Этот тип отложений установлен бурением в островодужных системах. Здесь отложения эоцена представлены вулканогенными конгломератами. Поздний эоцен – известняк налегает на базальты (Хр. Бауэрса). В пределах Марианской и Идзу-Бонинской ОД (поздний эоцен-олигоцен) надбазальтовые пыльно красные алевритистые глины, среднеэоценовые биокласты, олигоцен-эоцен – базальты и надбазальтовые обломочные породы, красные аргиллиты, вулканокластические брекчии. Возраст базальтов в хребте Бауэрса-Алеутская ОД и риолитов ОД Тонга-Кермадек – эоцен.

Второй вариант – эоцен продолжает отложения позднего мела. При этом из разреза выпадает палеоцен. Такие соотношения характерны для океанических плато и поднятий (Шатского, Онтонг-Джава) красные аргиллиты, вулканокластические породы (эоцен), туфы с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы считают условия образования этих отложений субаэральными, так же, как и субаэральными условия их выветривании. Подобные взаимоотношения установлены и в ряде абиссалий. В бассейне Науру в позднем мелу установлены пять главных дискретных эрозионных событий, они датируются средним-позднем маастрихтом, поздним эоценом, ранним средним олигоценом. Северо-Восток – средний эоцен – мел с доломитом ниже сантиметровые фрагменты базальтов – средний эоцен- поздний эоцен – илы глины и прослой с ихтиолитами; 234-250 м – ранний эоцен – красно-коричневый мел; выше базальтов прослой 14 см коричневого мела с фрагментами измененного окисленного и ожелезненного базальта - высоковетрелого и высокофрагментированного. Рассматривая сведения о составе и строении и времени становления части Север-Восточной впадины, прежде всего, следует отметить, что время ее заложения, вернее время формирования базальтового основания кардинально отличается более молодым возрастом по сравнению с Северо-Западной абиссальной впадиной – бассейном. Здесь в серии скважин возраст базальтового основания оценивается по биостратиграфическим данным в интервале эоцен - в скважинах, расположенных в районе разлома Молокаи (скв. 1215, 1217) и средний-поздний эоцен в скважинах, расположенных южнее в районе разломов Кларион-Клиппертон. Скважинах выше базальтов залегают существенно карбонатные отложения – коричневый мел, с обломками измененного, окисленного и ожелезненного базальта – высоковетрелого и высокофрагментированного с возрастом ранний-средний эоцен. В основании скв U1333A маломощный ~ 3,3 м фораминиферовый известняк (пачка IV) перекрывает базальт – средний эоцен (пачка V). Мелкозернистые базальтовые фрагменты были получены в разрезе каждой пробуренной скважины, так же, как и брекчии известняка и базальта Чередующаяся последовательность позднего эоцена представлена нанофосильным мелом, радиоляритом и глиной.

В пределах асейсмичных хребтов Подводная гора Нинтоку. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса Надбазальтовая пачка ранний эоцен (граница эоцен – палеоцен). Желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5-90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен-ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6-55,0 млн. л.).

Хребет Луисвилль. Отложения, датированные эоценом вскрыты лишь в одной из скважин (скв. 1377) в цепи гайотов хребта Луисвилль отдельными фрагментами фораминиферовых известняков, железомарганцевыми корками и немногочисленными мелководно-морскими биокластами (фрагменты эхинодерм), датируемыми как

средний – поздний эоцен. известняки перекрывают пестроцветные базальтовые конгломераты (верхний палеоэоцен-нижний эоцен) с железомарганцевыми корками.

В пределах периконтинентального моря Целебес базальты перекрыты красными глинами среднего эоцена. Надбазальтовая пачка 4 (интервал 406,5-484,4 м) – средний эоцен-ранний миоцен – сложена темно-серо-коричневым до красновато-коричневого аргиллитом, с микронодулями марганца (1-5 мм). Основной компонент – минералы глин с кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами (оксиды). В породах отмечается низкое содержание карбоната, присутствуют фораминиферы и редко радиолярии; присутствуют кости и зубы рыб. Пачка 4 перекрывает измененные базальты, хотя контакт в керне не обнаружен. Красные глины перекрывают базальт, но контактовые взаимоотношения не изучены. Скв. 767В, С. В этих скважинах базальты перекрыты красными глинами среднего эоцена.

Можно с учетом данных глубоководного бурения предположить, что распространение отложений эоцена в океане охватывает преобладающее большинство структур. При этом эоцен литостратиграфически или начинает отложения олигоцена-миоцена, либо продолжает позднемиоценовые отложения, но в обоих случаях проявлен перерыв занимающий плиоцен и отдельные фрагменты собственно эоцена. Отложения эоцена в обоих случаях свидетельствуют об активной тектонике или формированием базальтов, или формированием надбазальтовых обломочных отложений, или в ряде случаев мелководных карбонатных отложения. Все это свидетельства проявления дифференцированной по латерали динамической активности и преобладания в это время или мелководных обломочных отложений, или базальтов, подвергающихся активным окислительным изменениям.

2.8. Миоцен

2.8.1. Результаты бурения

Островные дуги. Алеутская ОД заметно отличается по набору структурных элементов от Южно-Тихоокеанских ОД. Так в задуговом бассейне, непосредственно, к ОД примыкают дугообразный и по-другому ориентированный хребет Бауэрса – на западе и плато Умнак – на востоке. Здесь и в дальнейшем вначале рассмотрим время и состав отложений наиболее древних в строении ОД в различных ее структурах. В скв. 183, расположена вблизи северного края Алеутской абиссальной равнины, западнее залива Аляска. Проходка 516 м. Основание: базальт. Возраст пород основания – конец раннего эоцена. Возраст базальтов древнее, чем конец раннего эоцена. Нижний олигоцен – средний - верхний миоцен – глины, чередующиеся с прослоями алевритов и песков. Скв. 187 расположена вблизи «акустического основания», подстилающего внешний хребет бассейна Атка Алеутской террасы. Этот хребет является также поднятием пологосклонной внутренней стены Алеутского трога. Бурение показывает, что эта часть акустического фундамента является деформированными осадочными породами позднего миоцена. Эти отложения, возможно, накапливались в бассейне Атка. Вблизи скв. 186, ниже бассейна, эти отложения прослежены до 926 м. Скв. 188. Основание: верхний миоцен. Скважина заложена на внешнем крае средне склоновой террасы западного фланга хребта Бауэрса. Осадки мощностью 638 м содержат в основном плиоценовые и верхне миоценовые (0-580 м) не консолидированные и полуконсолидированные диатомовые илы. Скв. 189. Глубина 3437 м. Проходка – 871 м. Основание разреза – осадки, возможно, деформированные – верхний миоцен. Скважина локализована в глубоко погруженном (3400 м) хребте, в основании северного фланга Алеутского хребта. Скв. 190. Глубина 3875 м. Проходка 627 м. Скважина расположена в юго-западной части Алеутского бассейна, восточнее хребта Ширшова. Вскрыто 627 м. В интервале 0-615 м – голоцен-миоцен – алевритистые глины с различными количествами диатомей и диатомовые илы, залегающие на среднем миоцене – аргиллиты, известняки и глины. Дискретные слои витрического вулканического пепла присутствуют в верхнем

миоцене и в более молодых отложениях. Скважина 191 заложена на восточно-центральной стороне Камчатского бассейна, западнее хребта Ширшова. Осадочная толща – 900 м перекрывает базальт. В разрезе выделены две пачки. Базальты вариолитовые, высокоглиноземистые толеитовые. Таким образом, по данным бурения рейса 19, основание разреза таких разных структур как задуговые, фронтально дуговые части Од, а также хребты Баужрса и Ширшова – все эти структуры были заложены в миоцене на базальтовом основании, выше которого располагались, также, миоценовые неритовые или карбонатные, или терригенные отложения, фиксируя тем самым этап структурной перестройки, между базальтовым основанием и вышележащими отложениями. Остаются неясными причины дифференциации литостратиграфических событий и причины формирования разнообразных структур Од при том, что время их заложения примерно одинаково. Характерная особенность базальтов – высокая глиноземистость.

На основании региональной информации по Алеутскому хребту, вулканическое основание хребта Бауэрс, возможно, сформировалось в эоцене и накопилось в миоцене. Не ясно происхождение вулканитов или субаэрального или субаквального. Красный цвет многих фрагментов позволяет считать субаэральным или окисленным источником материала.

Таким образом, здесь на хребте Баурса, вскрыто основание вулканическое и вулканокластическое; выясняется время заложения этой структуры – эоцен-миоцен, в общем, типичное для ряда структур Алеутской дуги и это время можно, с учетом сведений по бурению, считать временем формирования дуги. Остается неясным время формирования структур дуги, время и природа их заложения. Но формирование осадочного и вулканического покрова этих структур в целом – эоцен в хребте и более позднее – миоцен – в сопредельных структурах.

Марианская и Идзу-Бонинская островные дуги. Типичным примером строения разреза бассейна является Скв. 447. Глубина – 6022 м. Скважина размещена в восточной части Западно-Филиппинского бассейна между хребтом Центрального бассейна и хребтом Палау Кюсю. Вторая скважина 447А была пробурена здесь же, проходка 296.5 м; верхние 113 м – осадки; нижние 182,5 м – афировые и порфиновые толеитовые базальты. Скважина была задана для определения природы и возраста основания Западно-Филиппинского бассейна. Скв. 447 является осадочным шлейфом запада хребта Кюсю-Палау; туфы нижних 47 м средне олигоценовые были формировались из этого источника. Выше базальтового основания залегает 113 м – нижне- миоценовых – до средне- олигоценовых осадочных и вулканокластических пород, разделенных на 6 пачек. Пачка 1 (интервал 0-37,5 м) – нижний миоцен – коричневые пелагические глины, которые, вниз по разрезу, меняют окраску от темно - до красно-коричневой. Обнаружены зубы рыб

Подобные же взаимоотношения, по данным бурения, выявлены в скв. 450, расположенной в пределах восточной окраины бассейна Паресе-Вела. Скв. 451 расположена в восточной части Западного Марианского хребта и пробурена на глубину 930,5 м. В основании разреза скв. 451 древнейшие осадочные отложения (верхний миоцен) – туфы, вулканокластические брекчии и конгломераты. Скв. 450, проходка 340 м. Верхние 330 м сложены пелагическими глинами, витрическими туфами. Базальные 7 м – базальты. Осадочный разрез – (плейстоцен - средний миоцен) – разделен на две пачки – верхняя – пелагические глины и нижняя – туфы. Эти две пачки могут быть разделены на субпачки. Пачка 1 – (плейстоцен - средний миоцен) – пелагические глины. Пачка 2 – (средний миоцен) – со средним количеством витрических туфов и редкими туфовыми вулканокластическими конгломератами. Доминирующая часть разреза – субпачка 2а – 241,0 м – (средний миоцен) – темно-серые витрические туфы, в некоторых местах нанофоссилоносные, витрические туфы и редкие вулканокластические конгломераты. Стекло изменено – замещено минералами глин. Витрические туфы составляют до 94% субпачки 2а. Туфогенные витрические конгломераты средней мощностью до 3,4 м составляют 1,5 мощности субпачки 2а. Туфы

демонстрируют примечательное разнообразие осадочных структур – параллельная и косая слоистость, нормальная и обратная градационная слоистость, разломы и трещины. Показательные различия в составе разреза скв. 451 – (верхний миоцен) – вулканокластические осадки, витрические и витрическо-литические туфы, брекчии и конгломераты, и фрагменты мелководных раковин, фрагменты лигнита. Базальтовые обломки в брекчии высокоминдалекаменные, присутствуют обломки андезитов; вулканические породы сильно изменены, замещены гидроксидами железа и минералами глин. Обломки крупных фораминифер и кораллов – верхний миоцен. Обломки нередко высокоокруглые и предполагается, что их переотложение могло происходить в субаэральных условиях. Базальтовые обломки в брекчиях миндалекаменны, и пирокластика в осадках – свидетельство эксплозивного вулканизма, ассоциирующего с островными дугами. Андезитовые булыжники и валуны содержат плагиоклаз, два пироксена. Базальтовые булыжники брекчированные с поверхности лавовых потоков, обнаружены в последних кервах. Фрагменты лигнита в туфах представлены многочисленными изолированными линзами, часто около 1 см в диаметре. Считается, что они не образованы на месте, а переотложены из наземных построек, расположенных вблизи. Таким образом, здесь в скважинах, ассоциированных структурах бассейн – хребет, в бассейне в миоцене формируются, чередующиеся пелагические и обломочные слои и туфы. В то же время (миоцен), в хребте формирование обломочных пород происходило в субаэральных условиях, что подтверждается присутствием в разрезе фрагментов лигнита. Можно предположить, что в пределах линейных хребтов, в миоцене существовали в виде цепочек вулканических островов, возможно, подобно другим асейсмичным хребтам не только Тихого океана, но и Индийского океана (хребет Найнтист).

Скв. 451 расположена в восточной части Западного Марианского хребта и пробурена на глубину 930,5 м. В основании разреза скв. 451 древнейшие осадочные отложения (верхний миоцен) – туфы, вулканокластические брекчии и конгломераты. Скв. 450, проходка 340 м. Верхние 330 м сложены пелагическими глинами, витрическими туфами. Базальные 7 м – базальты. Осадочный разрез – (плейстоцен- средний миоцен) – разделен на две пачки – верхняя – пелагические глины и нижняя – туфы. Эти две пачки могут быть разделены на субпачки. Пачка 1 – (плейстоцен- средний миоцен) – пелагические глины. Пачка 2 – (средний миоцен) – со средним количеством витрических туфов и редкими туфовыми вулканокластическими конгломератами. Доминирующая часть разреза – субпачка 2а – 241,0 м – (средний миоцен) – темно-серые витрические туфы, в некоторых местах нанофоссилсодержащие, витрические туфы и редкие вулканокластические конгломераты. Стекло изменено – замещено минералами глин. Витрические туфы составляют до 94% субпачки 2а. Туфогенные витрические конгломераты средней мощностью до 3,4 м составляют 1,5 мощности субпачки 2а. Туфы демонстрируют примечательное разнообразие осадочных структур – параллельная и косая слоистость, нормальная и обратная градационная слоистость, разломы и трещины. Показательные различия в составе разреза скв. 451 – (верхний миоцен) – вулканокластические осадки, витрические и витрическо-литические туфы, брекчии и конгломераты, и фрагменты мелководных раковин, фрагменты лигнита. Базальтовые обломки в брекчии высокоминдалекаменные, присутствуют обломки андезитов; вулканические породы сильно изменены, замещены гидроксидами железа и минералами глин. Обломки крупных фораминифер и кораллов – верхний миоцен. Обломки нередко высокоокруглые и предполагается, что их переотложение могло происходить в субаэральных условиях. Базальтовые обломки в брекчиях миндалекаменны, и пирокластика в осадках – свидетельство эксплозивного вулканизма, ассоциирующего с островными дугами. Андезитовые булыжники и валуны содержат плагиоклаз, два пироксена. Базальтовые булыжники брекчированные с поверхности лавовых потоков, обнаружены в последних кервах. Фрагменты лигнита в туфах представлены многочисленными изолированными линзами, часто около 1 см

в диаметре. Считается, что они не образованы на месте, а переотложены из наземных построек, расположенных вблизи.

Скважина 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна, непосредственно выше западное склона желоба. Верхние 559 м – осадков, представленные витрическими илами с прослоями пеплов – ранний- поздний плейстоцен, залегающими над мощной пачкой турбидитов позднего олигоцена и среднего миоцена, ниже которых залегают аргиллиты раннего- олигоцена - середины эоцена. Осадочная последовательность показывает, что район скв. 459 подвергался активному вертикальному перемещению в позднем олигоцене - среднем миоцене. Несогласия зафиксированы в интервалах 3,0-10,0; 13,4-14,0; 30,0-34,5, и 40,0-42 млн лет. Изверженные породы вскрыты скважиной в интервале 559-691,5 м, представлены преимущественно, клинопироксен – плагиоклазовыми базальтами. Характерно присутствие микрографических прорастаний кварца и плагиоклаза в диабазах пачки 3. Большинство базальтов миндалекаменны. Важная особенность базальтов – отсутствие ортопироксена.

Основные события и вулканизма, и осадконакопления развиваются в Марианской дуге в эоцене-миоцене и завершаются синхронным погружением в квартере-плейстоцен-голоцен – перекрытием осадочных обломочных и вулканомиктовых отложения пелагическими илами

В связи с событиями в пределах хребтов и бассейнов Марианской дуги весьма показательны сведения о составе и строении разреза вне дуги, в пределах Западно-Тихоокеанской абиссали. Здесь, в том же рейсе 60, пробурена скважина 452. Глубина 5858 м, проходка 28 м. Скважина расположена в северной части Марианского бассейна. Сейсмический профиль района заложения скважины заметно отличается от глубоководных скважин Западно-Марианского задугового бассейна. Здесь, так же, как и в других абиссалиях, расположенных к востоку от ОД, осадки залегают в виде непрерывного покрова, а не в виде бассейнов и хребтов, как в задуговых бассейна. Строение разреза здесь принципиально отлично от строения кайнозойских разрезов задуговых бассейнов.

Пачка 1 – 0-25 м – миоцен-квартер – пелагические глины – коричневые в верхней части и желтовато – коричневые – в нижней части пачки. Присутствует вулканическое стекло, прослой песков – 4-5 см с большим разнообразием обломков пород: вулканическое стекло кремни, марганцевые нодулы, кварц, полевой шпат и цеолиты.

Пачка 2 – 25-46,5 м – кампан – радиоляриевые илы и кремни, вскрыты только фрагменты этих пород.

Ихтиолиты присутствуют в разрезе скв. 452, датируются средним миоценом или моложе с удревнением до меловых форм в нижней части разреза. Отмечено, что присутствие песков в пелагических глинах не необычно, и их появление может быть связано с мезозойскими породами, обнажавшимися вблизи скважины. В скв. 58 в пелагических осадках от плейстоцена до раннего миоцена, в таких песках мелководные обломки рассеяны в иловом материале. В большинстве мест северо-запада Тихого океана фиксируется несогласие между пелагическими осадками с прослоями песков плейстоцена- миоцена и олигоцена и подстилающими их отложениями мела. Из разреза выпадают отложения палеоцена.

Сопоставим разрезы сопредельных хребтов и бассейнов – пары скв. 447-448 и 450-451 – в последнем примере – бассейна Паресе-Вела и Западно-Марианский хребет. В обоих случаях в бассейнах разрез существенно сложен гравитационными обломочными потоками, а вулканическое основание представлено толеитовыми базальтами. В обоих хребтах в основании разреза присутствуют карбонатные мелководные фации осадков, а вулканическое основание представлено преобладающими андезитами, в том числе двупироксеновыми андезитами. Это позволяет считать, что основание у этих соседствующих структур не одинаковое и появление андезитов в разрезе хребтов, возможно, свидетельство присутствия в их основании фрагментов континентальной коры. Это в

свою очередь, может определять относительно устойчивую тенденцию к воздыманию и соответственно погружению и заполнению осадками сопредельных бассейнов. Важно, также, ассоциировать перерыв в осадконакоплении в хребтах в промежуток времени – миоцен - олигоцен с режимом активного накопления осадков гравитационными обломочными образованиями – дебритами в сопредельных с хребтами бассейнах. Все это свидетельства возможного влияния на режимы осадконакопления и на сам процесс формирования и перемещения осадков в шлейфы с дифференциальными вертикальными перемещениями, соседствующих хребтов и бассейнов.

Рассматривая существо конгломератов и песчаных отложений, пробуренных в Филиппинском море в рейсе 31, авторы интерпретируют их как «debrites—deposits of debris flows». – дебриты – отложения обломочных потоков. Этот термин наиболее отвечает существу этих пород по механизму их образования, чем традиционный термин – турбидиты и еще и оттого, что в дебритах отчетливо фиксируется слоистость в том числе и градационная. Анализ материалов рейса 31 позволяет предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в олигоцене, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов – областей сноса материала, с уже сформированных в палеоцене и, возможно, в позднем мелу, вулканических хребтов – поднятий, возможно, в некоторых местах, представлявших собой карбонатные платформы – присутствие карбонатных отложений с бентическими фораминиферами. Смена мелководных отложений, преимущественно мелкообломочные, за редким исключением конгломератов и песчаников, мелкообломочными геми- и пелагическими отложениями происходила в миоцене и позднее, но накопление таких отложений сопровождалось появлением в них значительных количеств пеплового материала, что может свидетельствовать о том, что завершение процессов субаэрального вулканизма происходило здесь не синхронно. Важно отметить, что отложения основания всех пробуренных скважин характеризуются обилием измененных выветрелых обломков стекла, что может быть свидетельством того, что перед началом разрушения вулканических хребтов, они занимали субаэральное положение и могли подвергаться процессам наземного выветривания, продукты которого в заметных количествах присутствуют в основании разрезов всех пробуренных здесь скважин. Характерно, что в скв. 297, пробуренной южнее трога Нанкай, в основании разреза в отложениях дистальных турбидитов присутствуют обломки растений - свидетельство близости континентального источника материала.

По материалам рейса 58, рассмотрим дополнительно и другую «пару» структур – бассейн Шикоку и хребет Дайто, расположенных севернее южного окончания Японии. Скважина 444 пробурена в центральной восточной части бассейна в 45 морских милях от скв. 443. Вскрыто 48 м плейстоцена – чередование илов, витрических илов, пепла и нанофоссильных илов. 35. 5 м – плейстоцен и плиоцен – илы, пепел и витрический ил. 75,5 м – плиоцен и поздний миоцен – ил, пепел, витрический ил, нанофоссильный ил, радиоляриевый ил, кварцевый песок и кремнистый ил; 100,6 м – средний- поздний миоцен – аргиллит, пепел, нанофоссильный ил, радиоляриевый аргиллит, секутся базальтовым силлом – 10 м. Следующие ниже 19 м – потоки миндалекаменных порфировых базальтов и другие 19 м – потоки афанитовых, афировых базальтов. Перерыв – ранний плиоцен - позднейший миоцен. Надбазальтовая пачка – ранний-средний миоцен – 253-273 м – пелагические глины, цеолитовые известковистые, известковистые аргиллиты, нанофоссильный мел – зеленовато-серые, темно-красно-коричневые, содержащие 60% цеолитов; 20-70% нанофоссилий и микронодулей. Темно-красно-коричневый мел темнеет в нижних 10 см выше базальтов. Базальты делятся на два потока, разделенных 19-метровой пачкой осадков. Вверху верхнего потока – брекчия, содержащая измененные и свежие базальты, обломки и базальтовый песок. Основная пачка базальтов и порфировые выделения сильно изменены (сметит). Базальты – плагиоклаз- пироксен-авгит - оливиновые толеиты.

Скважина 445 заложена в небольшом бассейне в хребте Дайто Филиппинского моря. Перерыв обнаружен в раннем олигоцене. Осадки основания – отложения обломочных потоков – конгломераты, карбонатные осадки, аргиллиты, конгломераты; доминирующе переотложенные оползнями обломочные потоки и турбидитовые течения. В разрезе скважины выделены пять пачек, преобладающе представленных переотложенными терригенными и биогенными компонентами от квартера до среднего эоцена. Карбонатные породы миоцен-олигоцен подстилаются терригенными породами эоцена, которые, в отличие от вышележащих пачек, представлены только терригенными компонентами, которые становятся все более грубообломочными ниже по разрезу; в основании – только конгломераты и песчаники в прослоях от 5 см до 120 см. Конгломераты – отложения обломочных потоков с обломками различного размера и известковистыми фоссилиевыми тестами – крупными фораминиферами. Большинство обломков хаотически расположены, но с тенденцией уменьшения вверх по разрезу. Размер обломков до 15 см. Обломки разноцветные – от красных до зеленых, угловатые и округлые. Состав обломков в шлифах: плагиоклаз порфиновые базальты, афировые базальты, микродолериты, роговообманковые кристаллические сланцы, кремни, песчаники, известняки, плагиоклаз, зеленая роговая обманка, титан авгит, коричневая роговая обманка, авгит, оливин-псевдоморфозы, хоровая шпинель, эпидот.

Идзу-Бонинская островодужная система. В рейсе 352. кроме бурения было проведено глубинное драгирование преддуговой островодужной части склона ОД В нижней части разреза скважины выделены: миоцен – обогащенный нанофоссилиям ил и глина с вулканокластическими алевритами и прослоями песков. Скважина 786 расположена в центре Идзу-Бонинского преддугового бассейна в 120 км восточнее активного вулкана Муојин Sho. Стратиграфически разрез скважины разделен на 4 пачки. Пачка 1 – 0-83,6 м – ранний плейстоцен - средний миоцен представлена нанофоссильным мелом и глиной. Пачка 2 – 83,46-103,25 м – поздний олигоцен - средний эоцен – нанофоссильные доломит и глина. Прослой пепла и минеральные фрагменты. Пачка 3 – 103,25-124,90 – средний эоцен – вулканокластические брекчии. Пачка 4 – 124,9-166,5 м – вулканокластические и осадочные брекчии, витрические аргиллиты и песчаники, лавы, дайки и пирокластические потоки. Перерывы между средним миоценом и поздним олигоценом. Изверженное основание: массивные и брекчированные потоки, пепловые потоки с переслаивающимися осадками. Пиллоу лавы в верхней части, дайки и силлы – в нижней. Типы пород: высокомагнезиальные базальты, бониниты, базальты, андезиты, дациты и риолиты.

Островная дуга Тонга-Кермадек. Скважина 840. Глубина 745,5 м. Скважина расположена на юге Центральной платформы, которая располагается в осевой части хребта Тонга в 45 км восток-северо-восточнее острова Ата и в 130 км юго-юго-западнее островов Тонга Тапу и Эуа. Скважина расположена на западном фланге платформы, протягивающейся на 60 км по изобате 1000 м. Хребет Тонга существует с эоцена. Осадочные отложения, вскрытые скв. 840, датированы от голоцена до позднего миоцена. Еще дальше к западу скважина 207 рейса 21 расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. В регионе, окружающем скважину, склон морского дна полого погружается к югу. Здесь пачка 2 – 142-309 м – средний миоцен-палеоцен – фораминифер-нанофоссильные илы, глинистые нанофоссильные илы или мел, с обогащенными кремнистыми фоссилиями илами. Радиолярии и спиккулы губок. Фрагменты кремней. Возрастает вниз количество глинистых минералов, появляется глауконит. Ниже по разрезу вскрыты отложения маастрихта – глауконитовый аргиллит, песчаник в основании.

По результатам бурения в рейсе 21. По итоговому мнению, авторов работы по рейсу 21 результаты, хотя и не полностью убедительные сами по себе, но свидетельствуют об общем возрастном продвижении в развитии этой части Тихого океана на восток от западной провинции через бассейн Южной Фиджи в бассейн Лау. Это основано на определении возраста витрофировых риолитовых потоков в южной части поднятия Лорд Хауи (92 млн. лет.), далее к олигоценовому возрасту для образования юга бассейна Фиджи и поздне миоценовому времени открытия

бассейна Лау. Кроме того, признаки более высокой частоты вулканизма обычно более молодого перемещаются на восток, и только восточные районы свидетельствуют об основном вулканизме.

Основной тип осадков, который вскрыт в скв. 840, может интерпретироваться как карбонатная платформа с незначительным количеством вулканического материала. Вскрыты в основном миоценовые турбидиты с очень большим вкладом вулканического материала. Текстуры осадков и многочисленные относительно тонкие слои турбидитов означают, что участок был расположен на дистальном окончании осадочных отложений, сформированных из какого-то бывшего вулканического сооружения на хребте Лау до рифтинга бассейна Лау. В основании разреза присутствуют вулканокластические брекчии и конгломераты, которые вверх по разрезу сменяются турбидитовыми витрическими песчаниками, указывающими на переход от проксимального к более дистальному источнику. Это понижающееся укрупнение осадка предполагает либо то, что вулканическая активность у источника уменьшалась со временем и поступление осадков была уменьшена или, что локус вулканизма отступил на запад, тем самым уменьшив градиент до депоцентров. Плиоценовая и более ранняя скорость седиментации заметно меньше по сравнению с миоценом. И, наконец, скважина 841 размещена в верхней части склона желоба – западной части желоба Тонга на глубине 4810 м. Скважина находится в 150 км к востоку от вулканического острова Ата и в 235 км юго-восточнее поднятой коралловой платформы Тонгатапу. Ось желоба Тонга лежит на расстоянии 40 км к востоку от скважины. Скважина расположена на середине островодужного склона на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простиранием желоба. Этот небольшой купол – один из нескольких куполов, расположенных на склоне в виде террасоподобных уступов, которые характеризуют внутреннюю западную стенку желоба. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене - раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалийевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. С раннего олигоцена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось реювенацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов. Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Основание разреза – ранний олигоцен - поздний эоцен – известковистые вулканические песчаники с фораминиферами перекрывают риолитовые лавы и пирокластические образования, включающие игнимбриты и спекшиеся туфы. В вулканическом основании вскрыто два главных типа изверженных пород. Девять отдельных небольших тел (дайки, силлы или потоки) андезибазальтов и андезитов верхнего миоцена и основания среднего миоцена вулканокластической серии.

2.8.2. Обсуждение результатов бурения

Характерная литостратиграфическая и литогеодинамическая особенности миоцена в островодужных системах (ОД) Тихого океана заключается в продолжении активного в тектоническом отношении режима осадконакопления и дифференцированный его характер в островодужных хребтах и сопредельных с ними осадочных бассейнах. Такие различия проиллюстрированы описанием разрезов по скважинам ранее рассмотренных ОД. Так в пределах Алеутской ОД хребты Бауэрса и Ширшова были заложены в миоцене на базальтовом основании, выше которого располагались, также, миоценовые неритовые или карбонатные, или

терригенные отложения, фиксируя тем самым этап структурной перестройки, между базальтовым основанием и вышележащими отложениями. В Марианской и Идзу-Бонинской ОД, в ассоциированных структурах бассейн – хребет, в бассейне в миоцене формируются, чередующиеся пелагические и обломочные слои и туфы. В то же время (миоцен), в хребте формирование обломочных пород происходило в субаэральных условиях, что подтверждается присутствием в разрезе фрагментов лигнита. Можно предположить, что в пределах линейных хребтов, в миоцене существовали в виде цепочек вулканических островов, возможно, подобно другим асейсмичным хребтам не только Тихого океана, но и Индийского океана (хребет Найнтист). Более сложной, но также активно динамичной является история развития ОД Тонга-Кермадек. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене - раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низко калиевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. С раннего олигодена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось реювенацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов. Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Но здесь следует отметить, что несмотря на режим проседания и здесь в плейстоцене и в голоцене сохраняется – продолжается режим активного кластического и вулканокластического осадконакопления с ограниченностью распространения пелагических илов. Все это происходит позднее в квартере на фоне активной сейсмической и вулканической деятельности.

По-иному в тектоническом отношении развиваются сопредельные с западно-тихоокеанскими ОД - поднятия, хребты и гайоты Запада Пацифика цепи островов Лайн, Плато Манихики, горы Мид-Пасифик поднятие Хессат: плато Онтонг-Джава, гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана. Здесь вначале следует отметить, что так же, как и ранее – в эоцене сохраняются геодинамические различия между этими сопредельными структурами. Эти различия: относительно пассивный режим в миоцене и плейстоцене осадконакопления в плато и поднятиях и уже рассмотренный режим накопления осадков в сопредельных ОД. В пределах, перечисленных плато и поднятиях осадки миоцена и смежные с ними осадки плейстоцена-голоцена представлены преимущественно пелагическими нанофосильными илами при резко подчиненной роли пелагических глин и обломочных отложений. Резюмируя состав и строение отложений миоцена в плато и поднятиях прежде всего следует отметить тесную связь литологических особенностей миоцена с вышележащими отложениями плиоцена-плейстоцена. Эта связь выражена практически повсеместным сходством состава осадков в большинстве своем представленных илами – пелагическими осадками, свидетельствующими о начале плавного процесса погружения рассмотренных структур и отложения пелагических илов в стабильных в тектоническом отношении условиях.

Относительно состава и строения разрезов в абиссальных впадинах в миоцене рассмотрим два типа абиссалей: -первый тип абиссальные впадины, расположенные сопредельно с плато и поднятиями северо-запада океана – Марианская, Науру.; второй тип – впадины расположенные по обрамлению Восточно-Тихоокеанского поднятия и они же расположенные восточнее Императорского и Гавайского асейсмичных хребтов и восточнее ОД Тонг-Кермадек и севернее: окраины Антарктики (Беллинсгаузена). В абиссальных, расположенных северо-восточнее Императорского и Гавайского асейсмичных хребтов миоценовые осадки представлены преимущественно пелагическими илами и глинами и сходны по составу с нижележащими отложениями эоцена и олигодена. В ряде мест – северо-западная часть Тихого океана, Восточная экваториальная часть Тихого океана северо-западной части

Тихого океана, между Японией и севернее поднятия Шатского, состав отложений миоцена тот же, но появляются прослойки вулканического пепла. В абиссальных сопредельных с плато и поднятиями миоцен. представлен – туфами содержащими хорошо сохранившиеся гиалокластиты и вулканокластические турбидиты, произошедшие из цепи Каролинских островов; туфы с пелагическими глинами; средний миоцен – нижний миоцен; туфы массивные; метровой мощности с лапиллями, вулканическим пеплом; редко они замещены глиной или палагонитизированы. На юго-востоке океана в пределах восточного окончания абиссальной равнины Беллингаузена голоцен-поздний миоцен – сложены серым неконсолидированным песком, алевроитом, глиной и диатомовым илом. Кварцевый песок хорошо отсортирован, полевой шпат и тяжелые минералы (до 10%) Редки кварцевые породы. Зерна угловатые до субокруглых; поздний миоцен - средний миоцен – серый консолидированный аргиллит. Таким образом, и в миоцене получают подтверждение бурением два типа абиссальных впадин, различающихся геодинамическими условиями осадконакопления. В частности, более позднее – плейстоцен-голоцен – пелагическое осадконакопление и присутствие обломочных фаций в разрезе, появление которых может быть связано с сопредельными структурами, в которых или происходили, или еще происходят процессы вулканизма.

Материалы глубоководного бурения в системах подводных гор Императорского и Гавайского хребтов, а также хребта Наска показывают, что отложения миоцена представлены преимущественно пелагическими нанофоссильными илами в едином комплексе осадков в интервале плиоцен-плейстоцен-миоцен. В хребте Наска отложения миоцена ассоциированы с олигоценом и характеризуются и пелагическими, и не пелагическими осадками, которые представлены аргиллитами, ракушняками. В целом же отложения миоцена преобладающе пелагические. Только в хребте Луисвилль бурением установлена и латеральная и вертикальная временная изменчивость литологического состава и условий формирования отложений миоцена. Бурением в отдельных гайотах установлены вариации состава осадков миоцена от пелагических илов крайне незначительной мощности и вулканокластических осадков, осадочных брекчий. В илах присутствуют обломки пемзы, миндалекаменного вулканического стекла и ниже по разрезу пемзовым гравием с крупными зернами вулканического стекла. Все это свидетельства разнообразия геодинамических условий становления асейсмичных хребтов, которые можно условно разделить на «молодые» как хр. Луисвилль, недавно закончивший формирование. Свидетельством этого может быть отсутствие вообще осадков на пологих вершинах отдельных гайотов. Относительно более «древние» хребты-Императорский, Наска, где отложения миоцена – пелагические илы формировались в условно статических условиях, которые продолжались и позднее в плиоцене-плейстоцене.

Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) так же, как и другие структуры океана демонстрирует значительное разнообразие тектонических условий осадконакопления в океане. Наряду с этим имеются сведения об отсутствии или крайне малой (первые метры) мощности осадков в осевой части ВТП. Незначительная мощность осадков миоцена совместно с плейстоценом -голоценом установлена бурением в крайней южной части ВТП, где мощность в целом осадков может достигать до 15-16 м. Но в целом в большинстве мест осадки миоцена так же, как и вышележащие осадки неогена представлены преимущественно пелагическими илами, но с присутствием заметного количества глин и осадков обогащенных гидроокислами железа – металлизированных глин. В целом же материалов по бурению в пределах ВТП крайне мало и оттого можно лишь предположить, что условия формирования различных по латерали частей ВТП не одинаковы и наиболее молодые осадки, и условия осадконакопления находятся в южной части ВТП и в целом же эти условия можно характеризовать как активные в тектоническом отношении.

Ранний миоцен по данным бурения вскрыт в основании осадочного разреза в районе моря Росса (Антарктика). Осадки представлены- олигоцен – ранний миоцен – аргиллиты с рассеянными гальками и гранулами

размером от 3-6-10 см. В западной части моря Росса на фланге эрозионной долины, ограничивающей западный край банки Пеннел – квартал – мягкие диатомсодержащие галечные глины и пески; ранний-средний миоцен – полулитифицированные галечные алевритистые глины, диатомсодержащие – средний-ранний миоцен – полулитифицированные глины с диатомеями не слоистые. Сходный разрез установлен в окраине Новой Зеландии в осевой части подводного хребта Северный Макгуайер. Основание осадочного разреза – середина раннего миоцена. Средний-ранний миоцен – делится на несколько субпачек, различающихся по содержанию фораминифер и терригенного детритового материала. Континентальная окраина Калифорнии, поднятие уступа Паттон. – аргиллиты и туфы в верхней части разреза, измененный диабазовый силл и нанофоссильный мел с металлизированными осадками в нижней части разреза. Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен. доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. В приведенных случаях заложение континентальной окраины в миоцене сопровождается формированием существенно терригенных отложений в тектонически активных условиях, проявленных в разной степени – или обломочные отложения, или аргиллитами или алевритистых илов, что может отражать различную тектоническую активность начала формирования континентальной окраины. По-иному развивается континентальная окраина северной Австралии, где в миоцене и в дальнейшем в плиоцене формируются существенно карбонатные отложения, с прослоями ракушняков с крупными бентическими фораминиферами, кораллиновыми водорослями и кораллами – свидетельствами бентических условий карбонатного шельфа – динамически не активного. Несколько по-иному развивается в миоцене континентальная окраина Аляски, где в плиоцене-миоцене – преобладают илы и с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками, размером до 3 см, и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах – метаморфические слабо метаморфизованные – аргиллиты, мета аргиллиты и базальты. Таким образом и окраины континентов на приведенных примерах демонстрируют тектонически – литогеодинамически латеральное разнообразие обстановок осадконакопления – от активных= до относительно пассивных.

На примере периконтинентальных морей (Целебес, Сулу, Японское, Южно-Китайское моря) отложения миоцена свидетельствуют об активных литогеодинамических обстановках присутствием в разрезах наряду с глинами, обломочных отложений, вулканокластических пород, образование которых предполагается – субаэрально или субмаринно – сопровождавшихся образованием осадков – потоков вулканического и вулканокластического материала, отлагавшегося со склонов вулкана. В раннем миоцене в Японском море Кремнистые аргиллиты и аргиллиты с прослоями песков и грубозернистых песчаников, турбидиты. Осадки пачки чрезвычайно обогащены детритовыми компонентами. Прослой песков достигают мощности 5 м. Отмечена косая слоистость. Переотложение в мелководных условиях может доказываться присутствием фрагментов древесины, обломками растений и раковин в песках, которые переслаиваются с аргиллитами, содержащими глубоководные фораминиферы. Пески незрелы и плохо отсортированы; содержат обломки угловатого кварца, полевой шпат, биотит, обломки окаменелостей (остатки рыб, обломки растений и биогенные известковые фрагменты). Относительно сходные активные литогеодинамические обстановки фиксируются и Южно-Китайском море – поздний миоцен – располагается ниже основания эрозионных турбидитов и выше вулканокластических брекчий, и представлена алевритистыми песками и глинами с прослоями нанофоссильных илов, с прослоями глин, обогащенных кварцем и с низким содержанием обрывков вулканического пепла. В прослоях песчано-гравийных встречены обломки миндалекаменные мафические обрывки стекла, проксимальные турбидиты с ихтиофациями; поздний миоцен – вулканокластические брекчии с прослоями песчаников и аргиллитов толсто слоистые

вулканокластические брекчии – массивные, не слоистые, плохо отсортированные с обломками базальтов и переработанных известковистых аргиллитов, и песчаников; средний миоцен – сложен песчаниками, аргиллитами с прослоями вулканокластических брекчий. Мощности, варьирующих циклов, меняются от 10 см до 1 м – средний миоцен – переслаивание коричневых и желто-коричневых аргиллитов, перекрывающих базальты; ранний миоцен – аргиллит, чередующиеся с базальтами, в отличие от пачки 8, здесь прослой внутриформационной брекчии или конгломерата с обломками базальтов с краевыми каймами.

Заклячая предварительное обобщением материалов состава и распространения отложений миоцена следует отметить принципиально важное в геодинамическом отношении заключение, смысл которого достаточно очевиден из приведенных материалов. Миоцен – время сосуществования различных по тектонической активности обстановок, что является следствием различных обстановок взаимодействия коры и мантии океанов, по-разному проявленных в его различных частях при сохранении важного условия: активность всех участков определяется начальным проявлением в них мантийного или мантийно-корового вулканизма. Базовое значение этих данных таково: время-возраст вторичны по отношению к глубинной геодинамике. Один и тот же возраст могут иметь литостратиграфические ассоциации принципиально разные по условиям становления. Все это означает, что процессы развития отдельных структур океанов не регулируются временем, а определяются процессами глубинного петрогенезиса. Соответственно разные по таким признакам литостратиграфические ассоциации могут иметь близкий возраст в разных «местах» и, наоборот сходные по составу и строению литостратиграфические ассоциации могут формироваться в разное время и в разных «местах». Итак, еще раз применительно к миоцену следует подчеркнуть неравномерность во времени и неоднородность по геодинамическим условиям формирования уже сложившейся системы тектонических структур Тихого океана. Применительно к этой характеристике следует обратиться к характеристике этого времени приведенной в уже упоминавшемся «Атласе...,1989» которые как будет показано ниже могут прямо проецироваться к миоцену Тихого океана. Далее цитируется раздел «Миоцен» «Атласе...,1989». «В начале периода сохраняются некоторые черты унаследованности от предыдущей эпохи и в ряде регионов переход от палеогена к неогену был постепенным. Но уже в конце раннего, в среднем и особенно позднем миоцене, скорость изменения тектонической и палеогеографической обстановок резко возрастает..... в общем поднятие вовлекается значительная площадь континентов». Ко всему этому следует добавить то, что в отличие от временных до миоценовых подразделений распространение отложений миоцена происходит в площади, охватывающей практически всю территорию современного Тихого океана. Эту особенность наследуют и другие после миоценовые комплексы.

Здесь следует отметить еще одну знаковую особенность миоцена Тихого океана. В пределах окраин континентов этого океана на континентальное основание налегают продукты разрушения – континентального выветривания (море Росса) метаморфических пород примерно также, как и Американских и африканских окраинах Атлантического океана (Фолькленды и западная Африка). Но в этих местах основание разреза датируется триасом, а в Тихоокеанской окраине – миоценом, что еще раз свидетельствует о «молодости» Тихого океана.

2.9. Плиоцен

2.9.1. Результаты бурения

Островные дуги. Алеутская островная дуга (ОД). Скважина заложена на внешнем краю средне склоновой террасы западного фланга хребта Бауэрса. Осадки мощностью 638 м содержат в основном плиоценовые и верхнемиоценовые (0-580 м) не консолидированные и полуконсолидированные диатомовые илы. Скв. U1342 заложена в пределах хребта Бауэрса на минимальной глубине 818 м. Пробурены четыре скважины,

наиболее глубокая скв. U1342 В, на глубине 127,7 м вскрыла породы основания – вулканокластические породы. Характерно, что здесь отложения голоцена - плейстоцена представлены, существенно, пелагическими илами, которые ниже по разрезу характеризуются – нижний плейстоцен-плиоцен – увеличением песчаной составляющей и уменьшением биогенной; компоненты – песчанистые алевролиты и алевролитистые пески

Марианская и Идзу-Бонинская островные дуги. Вблизи скважины 447 на западе Филиппинского бассейна в 100 км к западу от хр. Кюсю-Палау, расположена скв. 1201. Глубина 5711 м. Скважиной вскрыто: 510 м – миоцен – поздний эоцен – осадки и 90 м базальтов. Осадки представлены двумя пачками. Верхняя пачка (0-53 м) - ранний плиоцен - поздний олигоцен – мягкие пелагические глины, кремни, прослойки песчаников и аргиллитов, содержащих повышенное количество красной глины. Нижняя пачка (интервал 53-510 м) – турбидиты с вулканокластическим материалом. Состав их меняется от грубозернистых песчаников и брекчии до аргиллитов. Прослойки турбидитов имеют мощность от десятков метров до нескольких миллиметров, с тенденцией убывания их мощности вниз по разрезу. Наиболее типичен разрез скважин 453-456, расположенных в крест простирания Марианского трога. Разрезы скважин отличаются по составу слагающих их пород, но возраст отложений, вскрытых скважинами, практически одинаков – плейстоцен-плиоцен.

Наиболее полно вскрыт разрез скважины 453. Скважина расположена в осадочном бассейне длиной около 20 км и шириной 3-4 км, в 10 км восточнее восточного края Западно-Марианского хребта. Осадки содержат 455,5 м ила и песка, сложенного преимущественно обломками вулканитов. Древнейшие фоссилии – ранний плиоцен. Ниже располагается 85,5 м грубозернистой, плохо отсортированной брекчии, содержащей угловатые обломки габбро размером до 0,5 м. Базальты перекрываются 28,5 м полимиктовой брекчией, содержащей преимущественно обломки вулканитов. Еще ниже располагаются рассланцованные метаизверженные породы, включающие 1,5 м слой высоко рассланцованных серпентинизированных норитовых габбро.

Таким образом, в разрезе Марианского трога, вскрыта бурением серия прогибов – бассейнов и разделяющих их хребтов. Заполнение трога – преимущественно обломочное, основание вулканическое базальтовое. Возраст значительно моложе плейстоцен-плиоцен – по сравнению с Западно-Филиппинским бассейном – эоцен- олигоцен.

Скважина 458 первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461, располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога. Общее проникновение – 465,5 м; верхние 256,5 м – в основном кремнистые нанофоссильно фораминиферовые илы и витрический ил – 0-95 м; нанофоссильный мел – 95-247 м и полосчатые градационные витрические аргиллиты и песчаники – 247-256,5 м. Древнейшие осадки – ранний олигоцен. Осадконакопление прерывалось одним главным (4 млн лет) несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене. Основание: подушечные и массивные вулканические потоки. Верхний тип - 256-380 м – афировые двупироксеновые высокомагнезиальные андезиты. Эти лавы включают стекловатые породы бонинитовой серии с магнезиальным ортопироксеном, бронзитом, клинопироксеном и без плагиоклазовые. Нижний тип 380-465,5 м – высокотрещиноватые и измененные авгит-плагиоклазовые базальты. Древнейшие осадочные породы: мел, кремнистый мел; алевро-аргиллиты, прослойки пепловых туфов – средний миоцен – нижний олигоцен. Основание: базальт. Выше бронзитовых андезитов и базальтов пробурено 256 м осадков. Седиментация прерывалась одним главным несогласием в позднем миоцене и раннем плиоцене и тремя менее значимыми несогласиями.

Абиссали. Рейс 320. К западу от Гавайского хребта. Скв. 1338. Глубина 4200 м. Осадочная толща делится на три основные литологические пачки (рис.). Пачка I ~ 50 м – средний плиоцен- плейстоцен – состоит из чередующейся последовательности разноцветных (включая различные оттенки белого, коричневого, зеленого и

серого) нанофоссильных и радиоляриевых илов. Пачка II ~ 194 м – верхний миоцен- средний плиоцен – в основном состоит из светло-зеленых и светло-серых нанофоссильных илов с различными количествами диатомовых водорослей и радиолярий. Пачка III (~ 171 м – нижний- верхний миоцен – преимущественно состоит из белого, бледно-желтого, светло-зеленовато-серого и очень бледно-коричневого нанофоссильного мела. Пачка IV представлена раннемиоценовым афанитовые базальтом. Скв. 1338. Глубина 4200 м ~ 194 м – верхний миоцен – средний плиоцен в основном состоит из светло-зеленых и светло-серый нанофоссильных илов с различными количествами диатомовых водорослей и радиолярий.

Такие участки интерпретируются как продукты событий массовых потоков, подобных турбидитовым течениям, связанным возможно с переработкой осадков, которые были первоначально образованы в симаунтах, лежащих в нескольких километрах южнее. Например, осадки в 7 см ниже базального размыва датируются олигоценом, в то время как вышележащие глины – плиоцен-плейстоценом. Эти несогласия интерпретируются, как падение основания турбидита из-за эрозионной природы базального контакта. Все это свидетельства того, что массовые потоки или обломочные потоки (Debris flow) распространяются только на относительно незначительном удалении или отдельных вулканических построек – поднятий или хребтов, и площадь их распространения относительно ограничена. Отсюда становится понятным появление так называемых турбидитов в разрезе абиссальных равнин как здесь, восточнее асейсмичных хребтов, так и западнее в абиссальных равнинах Науру и Пифагетта.

Юго-Западный Тихоокеанский бассейн. Бассейн Беллинсгаузена Скв. 323. Пробурена в пределах абиссальной равнины Беллинсгаузена. Глубина 5004 м. Проходка 731 м. Основание осадочного разреза – коричневая глина – поздний мел. Вулканическое основание – базальт. В разрезе скважины выделены шесть пачек.

Пачка 1 – 0-266 м – плиоцен – серые неконсолидированные песчанистые алевроиты, диатомовые глины и илы. Границы прослоев резкие, отсутствует градационная слоистость. Детрит-кварц и глинистые минералы, полевой шпат и тяжелые минералы до 10%, в единичном случае количество тяжелых минералов достигает 35%.

Пачка 2 – 266-507,5 м – ранний средний миоцен – серые диатомовые аргиллиты и кремни. Многочисленные диатомеи, радиолярии, спикулы губок.

Асейсмичные хребты. Рейс 19. Скважина 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов. Осадки и осадочные породы пробурены в интервале 0-1044 м и представлены в интервале 0-320 м – голоцен-плиоцен – диатомовыми алевроитистыми глинами и диатомовыми илами с многочисленными пепловыми прослоями и эрратическими обломками в верхнем интервале – 110м. Далее, в интервале 320-550 м – верхний миоцен – диатомовые илы; 550-705 м – верхи среднего миоцена – диатомовые глины; 705-940 м – миоцен-олигоцен – аргиллиты с известковистыми прослоями и далее 940-1044 м – верхний эоцен - нижний маастрихт – мел и известковистый аргиллит и далее 950-1000 м – градационно слоистые пески и алевроитистые прослои. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт).

Скважина 433. Подводная гора Сейко. Глубина 1874 м. В осадочном покрове выделено шесть пачек. Верхние три пачки – 0-52 м – пелагические илы плиоцен до известкового мела – нижний миоцен. Пачка 4 – 52,0-52,5 м – представлена измененными туфогенными песчаными илами и содержит пелагические окаменелости нижнего миоцена.

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль Скв. U1372. Глубина – 1957,6 м. Гайот Канопус. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (поздний кампан – ранний маастрихт). Эти брекчии формировались в неритовых

или гемипелагических условиях и перекрываются, в свою очередь, с несогласием раннеплиоценовыми и голоценовыми фораминиферовыми илами, отлагавшимися в глубоководных пелагических условиях

Восточно-Тихоокеанское поднятие. Начнем рассмотрение с материалов рейса 329, проведенного в южной части ВТП. Скважины этого рейса располагались как в пределах Южно-Тихоокеанской абиссали, так и продолжались в пределы флангов ВТП. Наибольший интерес представляет разрез скважины 1368, расположенной на наименьшем расстоянии от осевой части ВТП. Скважина U1368 (~ 3740 метров ниже уровня моря) находится в южной части Тихого океана, в пределах флага ВТП, сложенного абиссальными холмами, простирающимися с севера на юг. В скв. U1368 вскрыто 16 м разреза пелагических глин, содержащих глину нанофоссильных илов с фораминиферами и литических песков, залегающих выше базальтового основания. Грубообломочная фракция, в изученных образцах из известковистых илов, представлена планктонными фораминиферами с меньшим количеством бентических фораминифер и остракод.

Пачка I – 0-8,2 м – возраст – 4,3-3,6 млн лет – верхи миоцена-плиоцен – темно-желто-коричневые нанофоссильный ил, глина и нанофоссильная известковистая глина. Пачка I разделена на субпачки IA и IB на основе вертикального распределения нанофоссилий и RSO. Субпачка IA содержит обильные нанофоссилии и, следовательно, квалифицируется как нанофоссиловый ил. Большинство фораминифер в илах субпачки Ia – сломано и подверглось растворению. Количество нанофоссилий уменьшается в субпачке IB, в то время как, RSO увеличивается пропорционально, осадки темно-желто-коричневые и темно-коричневые. Пачка II – возраст 5,8-4,3 млн лет верхи миоцена и основание пачки

Резюмируя результаты меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале плейстоцен-средний миоцен с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и глин – предвестников появления в основании разреза отдельных скважин обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что в существенно пелагических осадках отсутствуют прослой пеплов и обломочных осадков, которые свидетельствуют о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). Особый интерес скважины этого рейса представляют еще и оттого, что, в пробуренных скважинах рейса 54, осадки представлены не сплошным покровом, а заполняют локальные депрессии (топографические) среди обнажений изверженных пород. Осадки образуются путем локальной эрозии вулканогенного основания и плохо коррелируются между собой в силу различия скоростей и направлений течения. Осадки в площади пробуренных скважин – плиоцен-квартер – фораминифер – нанофоссильные илы и коричневые карбонатные глины. Последние распространены как прослой в верхней части большинства скважин. Фораминиферы показывают эффекты сильного селективного растворения. Без карбонатная фракция богата железом, присутствует монтмориллонит, который частично образуется из измененного базальта. Накопление осадков происходило в осадочных бассейнах путем переотложения из окружающих поднятий в топографических депрессиях – в тех участках, где небольшие осадочные бассейны расположены на удалении от хребтов, и осадки, должно быть, были охвачены течениями из соседних, низкоуровневых, практически голых, обнаженных пород. Самые мощные отложения были вскрыты в скв. 420 (119 м) и 427 (146 м) и состоят из известковых и кремнистых микрофоссильных (нанофоссилии, фораминиферы, радиолярии, диатомовые водоросли, силикофлагелляты, опаловые фитолиты и др.) илов с незначительным количеством глины и вулканического стекла.

Континентальные окраины. Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты. История развития этой окраины начитывается около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батинальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов - в голоцене- плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур

Рейс 341. Южная граница Аляски. Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска. На расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Здесь пробурено пять скважин на глубины от 168,0 м до 709,5 м. – Плиоцен- миоцен – преобладают илы и с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами

Рейс 341. Южная граница Аляски. Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска. На расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Здесь пробурено пять скважин на глубины от 168,0 м до 709,5 м. – Плиоцен- миоцен – преобладают илы и с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Выделены пять субпачек в субпачках 5А, С Е, присутствуют песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками размером до 3 см и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах- метаморфические слабо метаморфизованные-аргиллиты, мета аргиллиты и базальты.

Периконтинентальные моря. Принципиально важные сведения об истории развития Японского моря получены в материалах бурения рейса 128 и в то числе в скв. 799, расположенной в пределах трога Кита-Ямато, заложенном между одноименной банкой и банкой Ямато. В этой скважине начиная с пачки 1– квартал- поздний плиоцен и до пачки 5 (интервал 1020-1084 м) – ранний миоцен практически во всем разрезе преобладают терригенные породы – аргиллиты с прослоями песка и карбонатные породы – доломиты. Риолиты и риолитовые туфобрекчии (интервал – 990,8-991,3 м). В пачке 5 – ранний миоцен (интервал 1020-1084 м) осадки чрезвычайно обогащены детритовыми компонентами. Прослой песков достигают мощности 5 м. Косая слоистость. Переотложение в мелководных условиях может доказываться присутствием фрагментов древесины, обломками растений и раковин в песках, которые переслаиваются с аргиллитами, содержащими глубоководные фораминиферы. Пески незрелы и плохо отсортированы; содержат обломки угловатого кварца, полевой шпат, биотит, обломки окаменелостей (остатки рыб, обломки растений и биогенные известковые фрагменты).

Из серии скважин, пробуренных в рейсе 349, в пределах Южно-Китайского моря рассмотрим разрез скважины U1431, расположенной вблизи реликта спредингового хребта с самой молодой магнитной аномалией, наблюдаемой в восточном суббассейне Южно – Китайского моря. Район заложения скважины окружен абиссальными поднятиями океанической коры и молодыми симаунтами. В разрезе скважины выделены 11 литостратиграфических пачек – 9 осадочных и 2 – изверженных. Нижняя осадочная пачка чередуется с базальтами. Доминирующая составляющая верхней части разреза – пачки 1-5 глины, глинистые алевриты, алевритистые пески, с различными содержаниями нанофоссильных илов и вулканического пепла. Пачки 1-3 – плейстоцен- плиоцен; пачки 4 -6 – поздний миоцен.

Раннемеловые мелководные бентические фораминиферы и фекальные пеллеты были открыты в скважинах гайотов Аллисон и Резолюшн в горах Мид Пацифик в процессе бурения скважин рейса 143. Эта фауна была использована для датирования карбонатных платформ. В скв. 866 обнаружена наиболее сложная запись карбонатной седиментации: 1600 м готерив-поздний альб – мелководных карбонатных пород, перекрытых тонким покровом маастрихт-плиоценовых пелагических осадков.

2.10. Плейстоцен

2.10.1. Результаты бурения

Алеутская дуга. Во всех скважинах, расположенных вдоль границы шельфа и Аляскинского бассейна в разрезе выделена одна литологическая пачка – голоцен-плейстоцен или миоцен-плейстоцен – (скв. 1345), представленных, преимущественно, породами с градиционной слоистостью, в том числе песками. Пески концентрируются в четырех интервалах 45-80; 190-255; 400-485 и 675-715 м. Присутствуют хорошо округлые обломки размером от гранул до галек, представленные базальтами и кварцитами. Крупные обломки до 4 см - округлые плутонические гальки и размером до 8 см - представлены диоритом. Многочисленные раковины двустворок и фрагменты раковин вскрыты в интервале ниже 500 м. Субокруглые и хорошо округлые размера галек, обломки вулканического образования до 8 см черного округлого базальта. Все это свидетельства существования, здесь по границе шельфа, многократно формирующихся обломочных потоков дифференциальных движений и переноса обломочных пород, преимущественно, мелководных и континентальных с шельфа в окраинные части бассейна в голоцене-плейстоцене. Породы вулканического основания вскрыты на хребте Бауэрс. Скв. U1342 заложена в пределах хребта Бауэрс на минимальной глубине 818 м. Пробурены четыре скважины, наиболее глубокая скв. U1342 В, на глубине 127,7 м вскрыла породы основания – вулканокластические породы. Характерно, что здесь отложения голоцена - плейстоцена представлены, существенно, пелагическими илами, которые ниже по разрезу характеризуются – нижний плейстоцен-плиоцен – увеличением песчаной составляющей и уменьшением биогенной; компоненты – песчанистые алевриты и алевритистые пески. Пески сложены средне и хорошо округлыми изверженными и метаморфическими породами.

Марианская и Идзу-Бонинская островные дуги. Скв. 455. Глубина 3465 м. Проходка 104 м. Основание: ранний плейстоцен – витрический песок и аргиллит. Скважина расположена на расстоянии 54 км от срединговой оси, восточнее предполагаемого Марианского трога, вблизи батиметрического поднятия, воздымающегося над шлейфом вулканогенных осадков от активной Марианской вулканической дуги. Скв. 456 – восточная сторона Марианского трога. Скважина размещена в небольшом осадочном бассейне на локальном батиметрическом поднятии. Скв. 458. Глубина – 3453 м; проходка – 465,5 м. «Преддуговой бассейн» Марианской дуги в 85 км западнее оси Марианского трога и в 130 км к востоку от активных вулканических островов. Скважина первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461, располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога. Задача бурения – определить историю осадконакопления. Скв. 451 расположена в восточной части Западного Марианского хребта и пробурена на глубину 930,5 м. В основании разреза скв. 451 древнейшие осадочные отложения (верхний миоцен) – туфы, вулканокластические брекчии и конгломераты. Скв. 450, проходка 340 м. Верхние 330 м сложены пелагическими глинами, витрическими туфами. Базальные 7 м – базальты. Осадочный разрез – (плейстоцен-средний миоцен) – разделен на две пачки – верхняя – пелагические глины и нижняя – туфы. Эти две пачки могут быть разделены на субпачки. Пачка 1 – (плейстоцен-средний миоцен) – пелагические глины. Пачка 2 – (средний миоцен) – со средним количеством витрических туфов и редкими туфовыми вулканокластическими конгломератами. Доминирующая часть разреза – субпачка 2а – 241,0 м – (средний миоцен) – темно-серые витрические туфы, в

некоторых местах нанофоссилсодержащие, витрические туфы и редкие вулканокластические конгломераты. Стекло изменено – замещено минералами глин.

Наиболее типичен разрез скважин 453-456, расположенных в крест простирания Марианского трога. Разрезы скважин отличаются по составу слагающих их пород, но возраст отложений, вскрытых скважинами, практически одинаков – плейстоцен-плиоцен. Также одинаково и строение этих частей трога. Ниже представлены сейсмические профили районов пересечения трога. В разрезе скважины 455 выделены три пачки. Отложения в разрезе представляют собой шлейф вулканогенного материала из активной вулканической дуги, и содержит запись процесса вулканической активности. Пачка 1 – 0-22 м – поздний плейстоцен – желто-коричневый вулканический ил с прослоями пепловых песков. В илах нанофоссилии и фораминиферы. Обрывки вулканических стекол изменены – палево-коричневые. Пачка 2 – 22-95 м – ранний-поздний плейстоцен – вулканический песок и гравий с прослоями илов; песок и гравий средне отсортированный. Количество зерен пемзы возрастает в верхней части разреза. Обломки миндалекаменного стекла и пемзы коричневые. Пачка 3 – 104 м до основания – ранний плейстоцен – нижние фрагменты, представлены слоистыми туфами и витрическими аргиллитами с прослоями витрического мела.

Таким образом, в разрезе Марианского трога, вскрыта бурением серия прогибов - бассейнов и разделяющих их хребтов. Заполнение трога – преимущественно обломочное, основание вулканическое базальтовое. Возраст значительно моложе плейстоцен-плиоцен – по сравнению с Западно-Филиппинским бассейном – эоцен-олигоцен.

Скважина 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна, непосредственно выше западное склона желоба. Верхние 559 м – осадков, представленные витрическими илами с прослоями пеплов – ранний-поздний плейстоцен, залегающими над мощной пачкой турбидитов позднего олигоцена и среднего миоцена, ниже которых залегают аргиллиты раннего олигоцена - середины эоцена. Осадочная последовательность показывает, что район скв. 459 подвергался активному вертикальному перемещению в позднем олигоцене - среднем миоцене. Несогласия зафиксированы в интервалах 3,0-10,0 13,4-14,0 30,0-34,5 и 40,0-42 млн лет. Изверженные породы вскрыты скважиной в интервале 559-691,5 м, представлены преимущественно, клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами. Характерно присутствие микрографических прорастаний кварца и плагиоклаза в диабазы пачки 3. Большинство базальтов миндалекаменны. Важная особенность базальтов – отсутствие ортопироксена.

Основные события и вулканизма, и осадконакопления развиваются в Марианской дуге в эоцене - миоцене и завершаются синхронным погружением в квартере – плейстоцен-голоцен – перекрытием осадочных обломочных и вулканомиктовых отложения пелагическими илами

В скв. 58 в пелагических осадках от плейстоцена до раннего миоцена, в таких песках мелководные обломки рассеяны в иловом материале. В большинстве мест северо-запада Тихого океана фиксируется несогласие между пелагическими осадками с прослоями песков плейстоцена-миоцена и олигоцена и подстилающими их отложениями мела. Из разреза выпадают отложения палеоцена.

В целом, аналогично, строение разреза скв. 293, пробуренной в мощном шлейфе осадков, залегающих севернее и восточнее Лузона и западнее разлома Центрального бассейна в Западно-Филиппинском бассейне. Стратиграфическая колонка представляет 224 м – поздний плиоцен – плейстоценовых песчано-алевритовых турбидитов; 156 м – плиоценовых дистальных аргиллитовых турбидитов, 29 м – коричневых аргиллитов с переработанными эоценовыми нанофоссилиями, перекрывающих 46. 5 м – миоценовой базальтовой брекчии. Следует еще раз, обратить внимание на сейсмический профиль района заложения скважин с типичным рельефом основания – «бассейны и хребет».

По материалам рейса 58, рассмотрим дополнительно и другую «пару» структур – бассейн Шикоку и хребет Дайто, расположенных севернее южного окончания Японии Скважина 444 пробурена в центральной восточной части бассейна в 45 морских милях от скв. 443. Вскрыто 48 м плейстоцена – чередование илов, витрических илов, пепла и нанофоссильных илов. 35. 5 м – плейстоцен и плиоцен – илы, пепел и витрический ил. 75. 5 м – плиоцен и поздний миоцен – ил, пепел, витрический ил, нанофоссильный ил, радиоляриевый ил, кварцевый песок и кремнистый ил; 100,6 м – средний-поздний миоцен – аргиллит, пепел, нанофоссильный ил, радиоляриевый аргиллит, секутся базальтовым силлом – 10 м. Следующие ниже 19 м – потоки миндалекаменных порфировых базальтов и другие 19 м – потоки афанитовых, афировых базальтов. Перерыв – ранний плиоцен – позднейший миоцен.

Скважина 780 расположена на запад-юго-западной стороне вершины Коникал симаунт. Положение скважины выбрано на основании наблюдений с подводного обитаемого аппарата Алвин на том основании, что эта область покрыта тонким слоем осадков и характеризуется активным вентингом флюидов и отложением материала из растворов. Пробурено четыре скважины, наиболее глубокая из которых достигла глубины 163,7 м. Выделены две главных литологических пачки. Пачка 1 – 0-3,5 м – плейстоцен? - голоцен? Песчано- и алевритисто размерные серпентины с редкими интервалами, обогащенных фораминиферами, серпентиновых глин и серпентиновых алевритистых глин

Скважина 786 расположена в центре Идзу-Бонинского преддугового бассейна в 120 км восточнее активного вулкана Муојин Шо. Стратиграфически разрез скважины разделен на 4 пачки. Пачка 1 – 0-83,6 м – ранний плейстоцен - средний миоцен представлена нанофоссильным мелом и глиной. Пачка 2 – 83,46-103,25 м – поздний олигоцен - средний эоцен – нанофоссильные доломит и глина. Прослой пепла и минеральные фрагменты.

Островная дуга Тонга-Кермаде. Скважина 836. Глубина 2466 м. Осадочные породы основания: витрические аргиллиты – средний плейстоцен. Вулканическое основание – базальт. Скважина размещена в 220 км к западу от хребта Лау и в 48 км от восточного срединного центра. Скважина расположена в пределах небольшого удлиненного осадочного бассейна длиной 20 и шириной 5 км, ограниченного изобатой 2400 м. скв. 836 показали, что они представлены базальтами, андезитовыми гиалокластитами более эволюционировавшими, чем породы скв. 834 и 835. Среднеплейстоценовый возраст основания разреза определен по фораминиферам и известковистым нанофоссилиям. Тонкий – 20 м – осадочный покров показывает, что процессы осадконакопления ассоциированы с придонными течениями в узких бассейновых трогах север-северо-восточного простирания.

Скважина 839 расположена в центральной части бассейна Лау, рельеф которой выглядит как серия, кулисообразно располагающихся изолированных бассейнов, пространства, между которыми заполнено непротяженными разрывными нарушениями. Плейстоцен – темно-желто-коричневые нанофоссильные илы с тонкими прослоями витрических песков. Средний плейстоцен- поздний плиоцен – отличается от пачки 1 высоким содержанием вулканокластического материала, а также наличием прослоев вулканического гравия. Надбазальтовая пачка 3 – нанофоссильные глины, глины, песок и вулканический гравий

И, наконец, скважина 841 размещена в верхней части склона желоба – западной части желоба Тонга на глубине 4810 м, Скважина находится в 150 км к востоку от вулканического острова Ата и в 235 км юго-восточнее поднятой коралловой платформы Тонгатапу. Ось желоба Тонга лежит на расстоянии 40 км к востоку от скважины. Скважина расположена на середине островодужного склона на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простиранием желоба. Этот небольшой купол – один из нескольких куполов, По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене - раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалиевыми риолитовыми

вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. С раннего олигоцена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось реювенацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов. Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена.

Абиссали Тихого океана. Северо-Западный бассейн (абиссальная впадина). Так, в скв. 303 отмечено налегание позднемиоценовых отложений на отложения сеномана-альба. В этом случае из разреза выпадает целиком отложения палеоцена и верхнего мела – до сеномана. В скв. 304 – отложения позднего миоцена подстилаются отложениями позднего альба. В этом случае из разреза выпадают целиком и палеоцен, и ранний мел. В скв. 307 отложения плейстоцена налегают на отложения раннего сеномана - позднего альба. Здесь из разреза выпадают палеоцен и ранний мел.

Рейс 320 К западу от Гавайского хребта. Скв. U 1335. Глубина 4327м. Верхняя часть осадочного разреза- 0-64 м (пачка I) – ранний-поздний миоцен-плейстоцен – характеризуется чередованием последовательности разноцветного нанофосфильного ила, диатомовых и радиоляриевых илов. Пачка II представляет собой последовательность мощностью ~ 350 м нанофосфильного ила и мела позднего олигоцена до начала позднего миоцена. Скв. 1337. Глубина 4463м. Мощность слоя осадков на плато 300-600 м, но заметно варьирует по его краям. Осадочная последовательность делится на три основных литологических пачки. Верхняя часть разреза (пачка I; ~ 90 м) характеризуется чередующейся последовательностью разноцветных (включая различные оттенки коричневого, серого и зеленого) нанофосфильных, диатомовых и радиоляриевых илов позднего миоцена до плейстоцена. Скв. 1338. Глубина 4200 м. Осадочная толща делится на три основные литологические пачки. Пачка I ~ 50 м – средний плиоцен- плейстоцен – состоит из чередующейся последовательности разноцветных (включая различные оттенки белого, коричневого, зеленого и серого) нанофосфильных и радиоляриевых илов. Пачка II ~ 194 м – верхний миоцен- средний плиоцен в основном состоит из светло-зеленых и светло-серых нанофосфильных илов с различными количествами диатомовых водорослей и радиолярий.

Завершая рассмотрение материалов, следует особо выделить и подчеркнуть принципиальную особенность строения разреза скважин, расположенных на различном удалении от структур Императорского и Гавайского хребтов. Наименее удалена от этих хребтов скважина U1331, расположенная в регионе абиссальных холмов, граничащих с крупным вулканическим поднятием на востоке и несколькими симаунтами – на юго-западе. Важно подчеркнуть, что именно в этой скважине, в отличие от других скважин этого рейса, располагающихся на все большем удалении от сопредельных хребтов, не отмечается весьма важная, для понимания процессов седиментогенеза, особенность строения разреза. Эта особенность заключается в широком распространении в разрезе этой скважины турбидитов. Наблюдаются самые грубые зерна в пределах частично литифицированных конгломератов. Такие участки интерпретируются как продукты событий массовых потоков, подобных турбидитовым течениям, связанным возможно с переработкой осадков, которые были первоначально образованы в симаунтах, лежащих в нескольких километрах южнее. Например, осадки в 7 см ниже базального размыва датируются олигоценом, в то время как вышележащие глины – плиоцен-плейстоценом. Эти несогласия интерпретируются, как падение основания турбидита из-за эрозионной природы базального контакта. Все это свидетельства того, что массовые потоки или обломочные потоки (Debris flow) распространяются только на

относительно незначительном удалении или отдельных вулканических построек – поднятий или хребтов, и площадь их распространения относительно ограничена

Асейсмичные хребты. Экспедиция 330. Хребет Луисвилль. Скв. U1374 пробурена на гайоте Ригил, в пределах западной рифтовой зоны гайота в 10,3 км западнее скв. U1373 и западнее двух небольших, возможно постэрозионных ступеней на западной части вершины на глубине 1559,0 м. Следующий (недатированный) интервал (6,64 м) перекрывается плейстоценовым пелагическим илом. Это последнее несогласие представляет собой промежуток времени около 50 млн. лет и фиксируется перерывом в осадконакоплении – отсутствием осадков. Верхняя часть разреза скв. U1374 до 300 м – доминирующе красная или коричневая, свидетельствует об окислительных условиях субаэральных и переходных к мелководно – морским условиям. Ниже 370 м в разрезе – базальты, слабо и сильно измененные, преобладающе зеленых оттенков, указывающих на восстановительные условия, обусловленные более субмаринными условиями извержений. Серые и сравнительно неизменные базальты вскрыты в скв. U1374А.

Рейс 138. Восточно-Тихоокеанское поднятие. Восточная экваториальная часть Тихого океана в трансекте рейса 138. Этот трансект проходит по меридиану 110° З. Отложения мощностью 94,2 м – от плейстоцена до среднего миоцена – вскрыты в четырех скважинах 848 и описываются как одна пачка. В разрезе доминируют нанофоссильные илы с интервалами диатомовых илов, металлизированные илы и глины. Окраски осадков варьируют от бледно-коричневой до темно-коричневой, и отражают содержание оксидов в них. В осадках скв. 848 преобладает известковистый материал с содержанием карбоната более чем 60%. В нижней части разреза преобладают металлоносные осадки, содержащие около 50% красно-коричневых полупрозрачных оксидов, которые становятся заметной составляющей осадков. Отмечено, что в основании пачки осадки характеризуются увеличением окислов железа. В интервале разреза 82,6-91,6 м (848В), 83-89,2 (848С) и 84,4-90,5 м (848D) осадки представлены темно-желто-коричневым металлизированным нанофоссильным илом, содержат 5 – 6% окислов железа и заметное количество вулканического стекла и глины. Доминирующей литологической разновидностью пород, вскрытых скважиной 850, являются нанофоссильные илы с варьирующими количествами фораминифер, радиолярий и диатомей. Верхняя часть разреза – 76 м осадков богата фораминиферами и радиоляриями. Осадки между 76 и 288 м. представлены доминирующими нанофоссильными илами с прослоями нанофоссильных диатомовых илов. Резюмируя результаты меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале плейстоцен-средний миоцен с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и глин – предвестников появления в основании разреза отдельных скважин обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что в существенно пелагических осадках отсутствуют прослойки пеплов и обломочных осадков, которые свидетельствуют о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий. Вдоль этого субмеридионального трансекта не фиксируются какие-либо значимые изменения в составе и строении разрезов в пробуренных скважинах. Основание разреза металлизированные осадки или пески с продуктами разрушения измененных – окисленных базальтов.

В рейсе 169 – Срединная долина, трог Эсканаба и в хребте Хуан-де Фука изучены залежи массивных сульфидов в отложениях плейстоцена. По результатам бурения в разрезе скважины 1035 выделены:

пачка I: гемипелагические отложения – голоцен и верхний плейстоцен;

пачка II: переслаивание турбидитов и гемипелагических отложений – плейстоцен.

Скважины 1035А, были пробурены с востока на запад (1035А, 1035D, и 1035G) и с севера на юг (скважины 1035В, 1035С, 1035F и 1035Е) как трансекты.

Пачка 1 голоцен – верхний плейстоцен – илы и глины преимущественно гемипелагического происхождения и имеет относительно постоянную мощность в пробуренных скважинах. Завершая характеристику разрезов скважин хребтов Горда и Хуан-де Фука, можно лишь отметить, что в этих местах «курильщики» Атлантического океана реализованы в виде рудных столбов сульфидного оруденения, с четко выраженной питающей – фидерной зоной. Таким образом, здесь, голоцен- плейстоценовые пелагические и гемипелагические отложения, являются рудовмещающими, отчетливо демонстрируя характер и масштабы оруденения, ассоциированные с глубинными «курильщиками».

Континентальные окраины. Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты. История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батиальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене- плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет

Завершая характеристику строения разрезов скважин, пробуренных в пределах континентальных окраин от Антарктики до Аляски, прежде всего следует отметить плейстоцен – илы с илистыми диамектитами с конседиментационными деформациями. Контакты между главными разновидностями пород градационные. Редкие эрратические обломки. Обломки в диамектитах – аргиллиты, базальты, песчаники, гранитоиды и известняки. Редко габбро, кварциты, кремни, риолиты, гнейсы и диориты.

Периконтинентальные моря. Из серии скважин, пробуренных в рейсе 349, в пределах Южно-Китайского моря рассмотрим разрез скважины U1431, расположенной вблизи реликта спредингового хребта с самой молодой магнитной аномалией, наблюдаемой в восточном суббассейне Южно-Китайского моря. Район заложения скважины окружен абиссальными поднятиями океанической коры и молодыми симаунтами. В разрезе скважины выделены 11 литостратиграфических пачек - 9 осадочных и 2 – изверженных. Нижняя осадочная пачка чередуется с базальтами. Доминирующая составляющая верхней части разреза - пачки 1-5 глины, глинистые алевриты, алевритистые пески, с различными содержаниями нанофоссильных илов и вулканического пепла. Пачки 1-3 – плейстоцен- плиоцен; пачки 4 -6 - поздний миоцен.

Здесь в заключение этого раздела следует подчеркнуть, что именно ранний миоцен является временем заложения периконтинентальных морей, что является одной из характерных и устойчивых черт развития бассейнов Тихого океана. Характерной отличительной особенностью строения разрезов периконтинентальных морей является то, что и на конечных стадиях их развития преобладающе распространены не пелагические илы, а чередование глин, илов и обломочных пород – свидетельства активного тектонического режима становления этих морей, возможно связанного со становлением окружающих их фрагментов (островов) континентальной суши.

Плато, поднятия, Центрально Тихоокеанский бассейн. История развития поднятия Манихики рассматривается следующим образом:

1. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.
2. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.
3. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозионных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени – апт-баррем. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.
4. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.
5. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Рассматривая особенности строения разреза поднятия Хесса (Тихий океан), можно отметить много общего с ранее рассмотренными внутриокеаническими плато Онтонг-Джава и Манихики. В поднятии Хесса выделяются две части разреза (за исключением верхней пачки плейстоцен-миоценовых илов). Верхняя часть разреза – миоцен - поздний мел - представлена пелагическими коричневыми глинами. Нижняя часть в одном участке (скв. 464) представлена меловыми (сеноман-апт-альб) доломитами, кремнями, коричневыми глинами, количество которых увеличивается вниз по разрезу по мере приближения к основанию разреза – коричневым глинам с фрагментами сильно измененных базальтов. В другом месте (скв. 465) нижняя часть разреза (альб) представлена сверху кластическими известняками с обломками трахитов, часто округлыми, плавающими в карбонатном цементе

2.10.2. Обсуждение результатов бурения.

Островные дуги. Во всех скважинах, расположенных вдоль границы шельфа и Аляскинского бассейна в разрезе выделена одна литологическая пачка – голоцен- плейстоцен или миоцен-плейстоцен –, представленных, преимущественно, илами и песками – породами с градационной слоистостью, в том числе песками. В пределах хребта Бауэра отложения голоцена-плейстоцена представлены, существенно, пелагическими илами, которые ниже по разрезу характеризуются – нижний плейстоцен-плиоцен – увеличением песчаной составляющей и уменьшением биогенной; компоненты. В разрезе Марианского трога, вскрыта бурением серия прогибов - бассейнов и разделяющих их хребтов. Заполнение трога – преимущественно обломочное, основание вулканическое базальтовое. Возраст значительно моложе плейстоцен-плиоцен – по сравнению с Западно-Филиппинским бассейном – эоцен-олигоцен. в мощном шлейфе осадков, залегающих севернее и восточнее Лузона и западнее разлома Центрального бассейна в Западно-Филиппинском бассейне. Стратиграфическая колонка представляет 224 м – позднеплиоцен – плейстоценовых песчано-алевритовых турбидитов; 156 м – плиоценовых дистальных аргиллитовых турбидитов, 29 м – коричневых аргиллитов с переработанными эоценовыми нанофоссилиями, перекрывающих 46,5 м – миоценовой базальтовой брекчии. – бассейн Шикоку и хребет Дайто, расположенных севернее южного окончания Японии Скважина 444 пробурена в центральной восточной части бассейна в 45 морских милях от скв. 443. Вскрыто 48 м плейстоцена – чередование илов, витрических илов, пепла и нанофоссильных илов. 35,5 м – плейстоцен и плиоцен – илы, пепел и витрический ил. 75,5 м – плиоцен и поздний миоцен – ил, пепел, витрический ил, нанофоссильный ил, радиоляриевый ил, кварцевый песок и кремнистый ил. Скважина 839 расположена в центральной части бассейна Лау, рельеф которой выглядит как серия, кулисообразно располагающихся изолированных бассейнов, пространства, между которыми заполнено непротяженными разрывными нарушениями. Плейстоцен – темно-желто-коричневые нанофоссильные илы с тонкими прослоями витрических песков.

Приведенные характеристики литостратиграфии плейстоцена островодужных систем указывают на устойчивое присутствие в них наряду с илами обломочных отложений- песков, нередко вулканокластических. Это

не характерно для плейстоцена Атлантического и Индийского океанов, где отложения этого возраста исключительно представлены пелагическими илами. Такие различия указывают на продолжающийся в плейстоцене активный геодинамический режим, сопровождавшийся формированием поднятий и сносом с них обломочного материала в прилегающие прогибы. Знаковые вертикальные тектонические движения фиксируются также, в частности, на примере ВТП, где в отдельных участках практически отсутствует осадочный покров на вулканитах. Свидетельством того же служит другой пример отдельных гайотов в хр. Луисвилль лишенных осадочного покрова в процессе волновой эрозии. Различные соотношения илов и песка в различных частях разреза разных островных дуг еще больше подчеркивают латеральные и временных различия- дифференцированность тектонических и вернее неотектонических условий осадкообразования. В материалах бурения в асейсмичных хребтах Императорском и Гавайском сведения об отложениях плиоцена-плейстоцена ограничены в силу того обстоятельства, что по техническим причинам скважина в ее верхних частях промывалась без отбора и изучения рыхлых пластических отложений голоцена-плейстоцена. И тем не менее в отдельных скважинах, вскрывших плиоцен-плейстоцен вновь преобладают не пелагические илы, а обломочные породы. В пределах асейсмичного хребта Луисвилль в двух случаях скважины пробурены на крупных симаунтах вблизи их флангов и еще в трех случаях бурение проведено в центре не крупных построек. В ряде скважин верхняя часть керна представлена илами мощностью от 6,6 до 13,5 м; в других скважинах (U1373, U1376) пелагические илы отсутствуют и керн сначала представлен валунным («твердым») комплексом осадков. Во всех скважинах основная масса осадочного покрова представлена последовательностью вулканических песчаников, различных типов базальтовых брекчий или базальтовых конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками базальтов, тефрой, включая автобрекчированные потоки или пепериты. Пробурено также несколько интервалов известняков с присутствием прослой рифовых водорослевых известняков мощностью 15 м. в скв. U1276 на гайоте Бартон. Кроме того, несколько плотных пелагических известковых пачек были вскрыты бурением на других симаунтах, но там их мощность не превышала 30 см. В некоторых скважинах хребта Луисвилль разрезы показывали переход от субаэральных условий в верхних частях вулканического основания в субмаринные условия извержений; или же бурение вулканического основания сразу же вскрывало субмаринную вулканическую последовательность.

В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) в протяженном субмеридиональном трансекте рейса 138, проходящего по меридиану 110° З отложения мощностью 94,2 м – от плейстоцена до среднего миоцена – вскрыты в четырех скважинах 848 и описываются как одна пачка. В разрезе доминируют нанофоссильные илы с интервалами диатомовых илов, металлизированные илы и глины. Резюмируя результаты этого меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале плейстоцен-средний миоцен с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и глин - предвестников появления в основании разреза отдельных скважин обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что в существенно пелагических осадках отсутствуют прослой пеплов и обломочных осадков, которые свидетельствуют о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий. Вдоль этого субмеридионального трансекта не фиксируются какие-либо значимые изменения в составе и строении разрезов в пробуренных скважинах. Основание разреза металлизированные осадки или пески с продуктами разрушения измененных – окисленных базальтов. В рейсе 169 – Срединная долина, трог Эсканаба и в хребте Хуан-де Фука изучены залежи массивных сульфидов в отложениях плейстоцена. Завершая характеристику разрезов скважин хребтов Горда и Хуан де Фука, можно лишь отметить, что в этих местах «курильщики» Атлантического океана реализованы в виде рудных столбов сульфидного оруденения, с четко выраженной питающей - фидерной

зоной. Таким образом, здесь, голоцен-плейстоценовые пелагические и гемипелагические отложения, являются рудовмещающими, отчетливо демонстрируя характер и масштабы оруденения, ассоциированные с глубинными «курильщиками». Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты.

История развития этой окраины начитывается около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батимальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене-плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем, от плиоцена до олигоцена, условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет.

Завершая характеристику плейстоцена в той мере, которая была доступна по собранным материалам следует отметить то, что в отличие от Атлантического и Индийского океанов разрезы плейстоцена, вскрытые скважинами, характеризуются в большинстве случаев «смесью» пелагических илов и обломочных отложений, а также присутствием металлизированных илов, ассоциирующихся с базальтами. Все это подчеркивает динамическую активность структур Тихого океана и плейстоцене-голоцене отличающих этот океан от Атлантического и Индийского океанов. Однако отдельные черты сходства можно предварительно отметить, сопоставляя состав и строение разрезов плейстоцена большинство структур Тихого океана с молодыми структурами севера Атлантики, где так же, как и Тихом океане сочетаются пелагические илы и обломочные отложения. Дополнительным подтверждением относительной молодости Тихого океана является и то, что здесь в разрезе плейстоцена реализуется процесс рудообразования, который в Атлантическом океане представлен только курильщиками.

В заключение целесообразно рассмотреть некоторые особенности развития Тихого океана, не делая попыток созданий даже предварительной модели его формирования. Что важно по мнению автора для попытки составления такой модели? Какие сведения, вытекающие из рассмотренных данных глубоководного бурения могут быть приняты в качестве моделиобразующих?

Во-первых, следует отметить условно «центробежную» особенность его развития, которая заключается в том, что наиболее ранние – среднеюрские вулканиты и осадки находятся практически в центре океана и на наибольших глубинах (впадина Пигафетта, глубина до 6200 м). В дальнейшем, в процессе развития участки – области последующего вулканизма и осадконакопления распространяются по разному и в разное время на запад и на восток от среднеюрского «центра». Попытка сопоставления этой ранней стадии развития Тихого океана с Атлантическим свидетельствует о противоположной тенденции развития Атлантического океана – «центросремительной», когда развитие этого океана начинается от его периферии и далее последовательно смещается к его условному «центру». По имеющимся материалам легко сравнить особенности этих ранних стадий обоих океанов. Отчетливо различаются и по времени, и по составу «начальные» вулканиты: толеиты, а затем щелочные базальты в Тихом океане и исключительно толеиты в Атлантическом. В Тихом океане келловей – бат. Нижние 133 м содержат потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно

трещиноватые, брекчированы. В атлантическом океане в большинстве абиссальных впадин надбазальтовые отложения представлены типичными карбонатными брекчиями, цемент которых известняк, а включенные в него обломки представлены выветрелыми базальтами. Сопоставление последующих по времени подразделений обоих океанов не входит в задачу автора. В том случае если такая проблема заинтересует читателя это не сложно сделать так как материалы по океанам разрабатывались системно.

3. Вулканизм по структурам

Текст представляет системно ассоциированные сведения, полученные в процессе глубоководного бурения в разнотипных структурах Тихого океана. С учетом принципиальной значимости процессов вулканизма здесь собраны – извлечены из базовых материалов сведения и различных свойствах вулканизма и их значимости в общей истории развития океана. Как уже отмечалось в предыдущих разделах и здесь важно подчеркнуть, выделить особую роль, которую играют некоровые мантийные вулканиды в истории развития океана. В разделе приводится характеристика проявлений вулканизма, ознакомление с которой потенциального пользователя по существу должно сформулировать у него самостоятельные представления о роли вулканизма, его месте и значении в истории развития океана. В силу этого обстоятельства в разделе приводится фактический материал ориентированный на то, чтобы сформулировать и пользователя самостоятельное мнение о природе вулканизма.

3.1. Вулканизм абиссалий

3.1.1. Результаты бурения

Рейс 32. Северо-западная часть Тихого океана. Скв. 307. Гавайская зона линейных магнитных аномалий.

Пачка 4 (интервал 298-316,5 м) – керны 12-13 – измененные очень мелкозернистые базальты, чередующиеся с

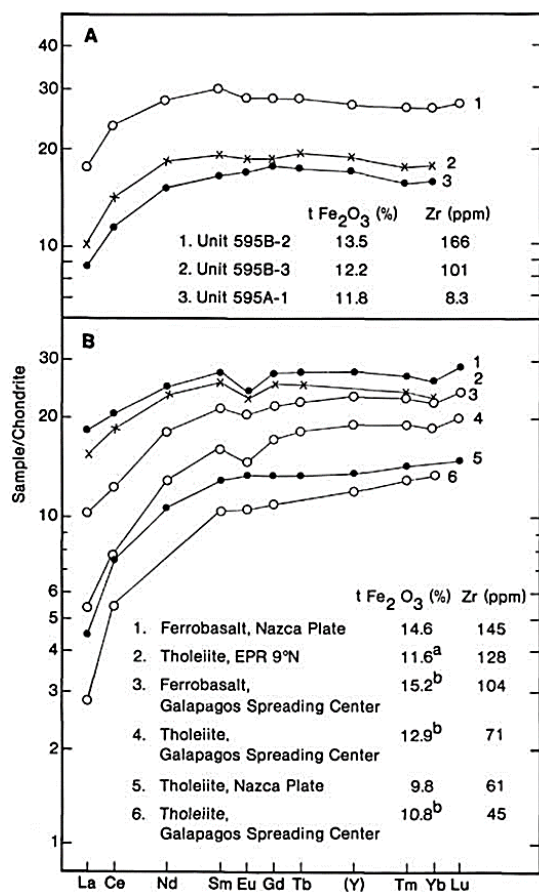


Рис. 3. 1. РЗЭ и петрохимические характеристики базальтов рейса 91 в сопоставлении с базальтами различных частей Тихого океана.

гиалокластитами. Полосы гиалокластитов (от 40 см до 1 м), также, как и измененные стекла, разделяют базальты на шесть потоков 20-70 м мощности. Многие базальты почти нацело выветрелые, особенно в верхней части потоков (монтмориллонит, селадонит, хлорит). В глине, замещающей базальт, сохраняются реликты базальтов. Степень изменения уменьшается с глубиной. Цвет базальтов варьирует в зависимости от степени изменения: от темно-серого – в неизмененных базальтах до серовато-красного в глинистых измененных базальтах. Базальты интенсивно трещиноваты, по системе трещин происходило выветривание; по ним же проникал карбонатный матрикс с нанофоссилиями в наиболее измененные базальты.

Рейс 91. Район желоба Тонга. Скв. 596. Надбазальтовая пачка около 68 метров продолжается до фундамента (70,5 м) красновато-черные, металлизированные глины преобладают; имеются тонкие прослой палево-коричневых пелагических глин. В пачке 4 количество красных полупрозрачных оксидов Fe и Mn составляет 60-90 %, заметно превышая это количество в пачке 3. В базальной части пачки видны кальцитовые жилы (2-4 мм) красновато-коричневого цвета, которые могут быть сопоставлены с такими же жилками в базальтах основания. Базальты были вскрыты

только в одной скважине (скв. 596) из трех пробуренных. Образцы представлены грубозернистыми песками, гальками и тремя небольшими валунами базальтов. Породы серые, мелкозернистые, афировые, не миндалекаменные. Крупные обломки трещиноваты и прожилкованы. Трещины и жилки заполнены коричневым гидроокислом железа и черным, марганцевым гидроксидом с небольшой примесью палево-зеленого минерала глиен. Жилки заполнены карбонатом. В породах полосчатость желтовато-коричневых изменений, параллельная трещинкам и прожилкованию, в среднем «закрывающих» всю породу. На микроскопическом уровне видна миндалекаменность, стекло почти нацело замещено минералами глиен. Размер сферических миндалин 0,1-0,2 мм; они заполнены гидроокислами железа или карбонатом.

Рейс 129. Древняя кора Тихого океана. Скв. 801. Скважина расположена в центральной части бассейна Пигафетта – средняя юра - келловей-бат – основание разреза. Нижние 133 м содержат, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями, метаосадки. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированные. Осадки между потоками, главным образом, кремни с силифицированными радиоляриями. Присутствуют перекристаллизованные известняки. Между базальтами также встречаются прослои красных аргиллитов мощностью 1-5 см, вулканокластические метаосадки с перекристаллизованными микрофоссилиями, перекрываемые, обогащенным железом, метакремнями. Красные известковистые аргиллиты, кремнистые аргиллиты и кремни наблюдаются между потоками базальтов в основании разреза скв. 801С. В верхней части лавовых потоков сантиметровые базальтовые фрагменты более окислены, чем нижележащие. Все породы скв. 801С по-разному изменены от 10 до 75%. Наконец, следует отметить, что в наибольшей степени из всех пачек (потоков) окислены верхние от 1 до 4, при этом наиболее окислена верхняя часть пачки 2. Базальты при микроскопическом изучении показывают присутствие мелких миндалин. Глобальное несогласие между морскими

осадками оксфорда и келловей обычно представлено разрезом с отсутствием или редуцированностью позднего келловей и /или раннего оксфорда. Присутствие несогласия между келловей - батом и оксфордом в скв. 801 может отражать проявление и здесь глобального события, маркирующего границу средней - поздней юры, что не отражает локального тектонического события. Среднеюрские базальтовые лавы вскрыты скв. 801 в бассейне Пигафетта представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. Сложный 131 метровый разрез показывает, что его основание представлено серией щелочных базальтов (около 157 млн. лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов и нижние толеитовые базальты (около 167 млн. лет), представляющими нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции- разделены кварц сцементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов

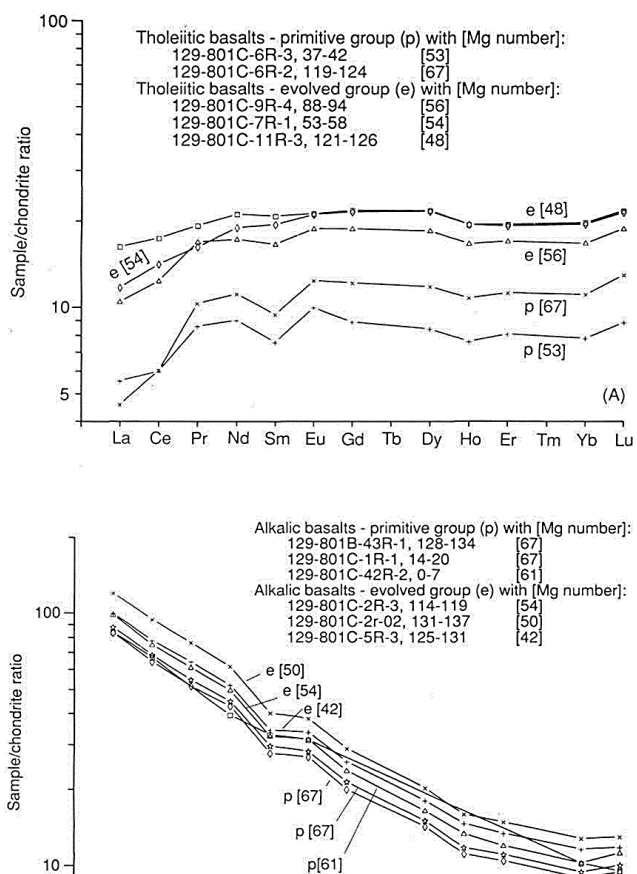


Рис. 3. 2. РЗЭ в толеитовых (А) и щелочных (В) базальтах скв. 801. Номер магнезиальности для каждого образца показан в скобках.

изменены и показывают смектит-селадонит-пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толитовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами.

Рейс 329. Скв. U1365 расположена в западной части Южно-Тихоокеанской абиссальной впадины. В ранее пробуренных скважинах 595 и 596 (рейс 91) мощность вскрытых осадков достигает 70 м, а их возраст, определенный по ихтиолитам, варьирует от мела до квартера. Вскрыта иридиевая хемотратиграфия на границе мел - палеоген на глубине около 20 м. Ожелезненные глины вскрыты выше базальтового основания. Оксиды марганца и космические обломки присутствуют в верхних 8 м керна. Контакт – осадки-базальт вскрыт и представлен смесью фрагментов базальтов и черной глины. При этом базальты интенсивно изменены. Базальты пробурены в интервале от 71 до 124 м. и представлены потоками порфировых базальтовых и афировых разновидностей. По строению и морфологии выделены потоков 17 пачек, чередующихся с базальтовыми брекчиями, представляющими меж потоковые контакты. Эти брекчии группируются в субпачки внутри каждой пачки. Брекчии черного кальцита интерпретируются, так же, как и границы потоков. Небольшие фрагменты базальтов обнаружены в керне, но они настолько изменены в сапонит и гидроокислы железа, что их невозможно определить. Один образец лавы показал паехое веревочную текстуру, что, по мнению авторов, свидетельствует о том, что этот образец принадлежит к поверхности потока. Число трещин брекчий и жил кальцита внутри потока обильно по его периферии, в то время как его центральная часть остается слабо измененной. Наибольшие изменения проявлены по границе потоков. Большинство таких потоков практически нацело изменены.

3.1.2. Обсуждение результатов бурения

В процессе описания результатов бурения и последующей систематизации выяснилась одна базовая особенность проявления вулканизма присущая не только Тихому, но и другим океанам. Эта особенность заключается в том, что в процессе последовательной и направленной истории развития практически всех типов структур океанов смена литогеодинимических обстановок осадконакопления предваряется сменой состава и строения вулканических проявлений – смена их петрографических геохимических изотопно геохимических особенностей, масштабов и условий проявления вулканизма. Такого рода внутриокеанические процессы могут, по мнению автора, представлять возможность их выделения в качестве петрогеодинамических. Здесь необходимо подчеркнуть тот факт, что исходное формирование преимущественно базальтовых и щелочно-базальтовых расплавов происходило на разных глубинах верхней мантии, определяя масштабы и состав вулканизма и в зависимости от этого разные масштабы распространения и характер литогеодинимических обстановок и принципиальную связь процессов глубинных петрогеодинамических и придонных литогеодинимических обстановок в пространстве и во времени.

Целесообразно рассмотреть некоторые особенности развития Тихого океана, не делая попыток созданий даже предварительной модели его формирования. Что важно по мнению автора для попытки составления такой модели? Какие сведения, вытекающие из рассмотренных данных глубоководного бурения, могут быть приняты в качестве моделиобразующих?

Во-первых, следует отметить условно «центробежную» особенность его развития, которая заключается в том, что наиболее ранние – среднеюрские вулканы и осадки находятся практически в центре океана и на больших глубинах (впадина Пигафетта, глубина до 6200 м). В дальнейшем, в процессе развития участки – области последующего вулканизма и осадконакопления распространяются по-разному и в разное время на запад и на восток

от среднеюрского «центра». Попытка сопоставления этой ранней стадии развития Тихого океана с Атлантическим свидетельствует о противоположной тенденции развития Атлантического океана – «центростремительной», когда развитие этого океана начинается от его периферии и далее последовательно смещается к его условному «центру». По имеющимся материалам легко сравнить особенности этих ранних стадий обоих океанов. Отчетливо различаются и по времени, и по составу «начальные» вулканы: толеиты, а затем щелочные базальты в Тихом океане и исключительно толеиты – в Атлантическом. В Тихом океане келловей – бат. Нижние 133 м содержат потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов, и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированы. В Атлантическом океане в большинстве абиссальных впадин надбазальтовые отложения представлены типичными карбонатными брекчиями, цемент которых известняк, а включенные в него обломки представлены выветрелыми базальтами. Сопоставление последующих по времени подразделений обоих океанов не входит в задачу автора. В том случае если такая проблема заинтересует читателя это не сложно сделать так как материалы по океанам разрабатывались системно.

Вулканизм асейсмичных хребтов.

Рейс 19. Скв. 192 заложена на глубине 3000 м, расположена на вершине гайота Мейджи в северо-западном окончании Императорских симаунтов. Несогласие разделяет эоцен и мел (средний маастрихт). На глубине 1044 м осадки перекрывают комплекс потоков щелочных базальтов и трахибазальтов. Непосредственно перекрывающий базальты 20 сантиметровый прослой мела содержит измененные фрагменты нижележащих базальтов. Базальты интенсивно замещены глиной, кальцитом и гидроокислами железа. Рейс 55. Северо-западная часть Тихого океана (Императорские горы). Скв. 430 Базальты извергались субаэрально, но их проседание ниже уровня моря (в скв. 430А) должно было происходить после извержения последнего потока. Литостратиграфия вулканических пород скв. 430А. Вскрыто 5 различных потоков (83-150 см); границы между ними определяются по цвету и миндалекаменности, наиболее высокой в потоках 2 и 3; основание этих потоков массивно. Поток 1 – афировых базальтов – перекрыт вулканокластическим песчаником. В песчаниках в самом верху – раковины пеллеципод. Верхняя часть потока изменена. В керне 6-3 – обнаружен измененный базальт с красноватой корой выветривания (soil) – палеопочвой, горизонт которой, возможно, разделял потоки и находился над расположенным ниже потоком. В скв. 432А твердый материал был получен после промывки скважины: 3,52 м – хорошо консолидированных с кальцитовым цементом конгломератов и песчаников, подстилаемых тонким прослоем красной глины, располагающейся выше базальтов. Осадки – палеоцен. В конгломератах содержатся обломки щелочных базальтов, гавайитов, муджиеритов. Ниже последних осадков пробурено три потока базальтов. Поток 1 – щелочные базальты, верхняя часть которых была эродирована. Поток 2 (2,0 м) подобен потоку 1,10 см красной глины (палеопочва) находятся на вершине потока 3 базальтов, переходных между щелочными базальтами и гавайитами (9 м). Миндалекаменная природа верхних частей и низов базальтовых потоков, так же, как и горизонты красных палеопочв, показывают, что потоки изливались субаэрально. Скв. 432. Пачка 4 – горизонт красной тропической почвы – желтовато-красной до темно-красно-коричневого, темно-коричневого цвета. Это песчаный аргиллит: глина – 60%; гематит – 30%, кварц – 10% и следы тяжелых, почти нацело измененных минералов. Красная тропическая почва и горизонты между базальтами образованы их выветриванием, когда остров был субаэрально обнажен. Эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса. Вулканические породы в скв.

432A, аналогичны описанным в скв. 430A: границы между потоками базальтов основываются на их миндалекаменности и интервалах выветривания, которые интерпретируются как вершина и низ каждого потока. Граница между потоками 2 и 3 представлена 10-ти сантиметровым горизонтом красных и красно-коричневых глин. Ниже глин верхняя часть потока 3 экстенсивно окрашена в красно-коричневый цвет. Измененный нацело базальт содержит лишь реликтовые миндалины. По мере движения к нижней части потока базальт становится менее изменен и приобретает свежесть и серую окраску. Затем степень изменений увеличивается по мере перехода к кровле потока 4, ниже которого изменения постоянны. Основная масса потока 4 – красно-коричневая. Обломки происходят из конгломератов, перекрывающих базальты (скв. 432A). Большинство галек (от 2 до 15 см) изменены, но некоторые – не изменены и представлены материалом нижележащих потоков базальтов. Скв. 433. Скважиной 433 вскрыто 67 базальтовых потоков в интервале от 165,5 м до 550,5 м, которые по строению могут быть разделены на 113 возможных лавовых потоков. Вскрыты хорошо отсортированные карбонатные и базальтовые пляжные пески между лавовыми потоками и пемзовые лапиллиевые туфы. Базальты представлены щелочными и толеитовыми пикритами и толеитовыми базальтами.

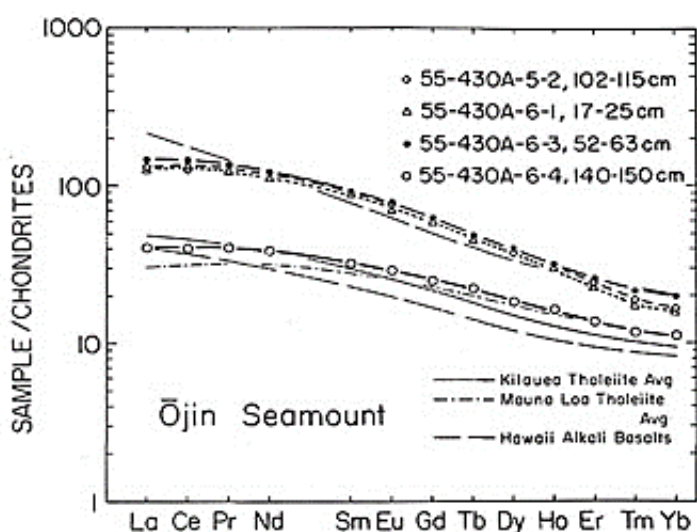


Рис. 3. 3. РЗЭ в базальтах горы Оджин в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

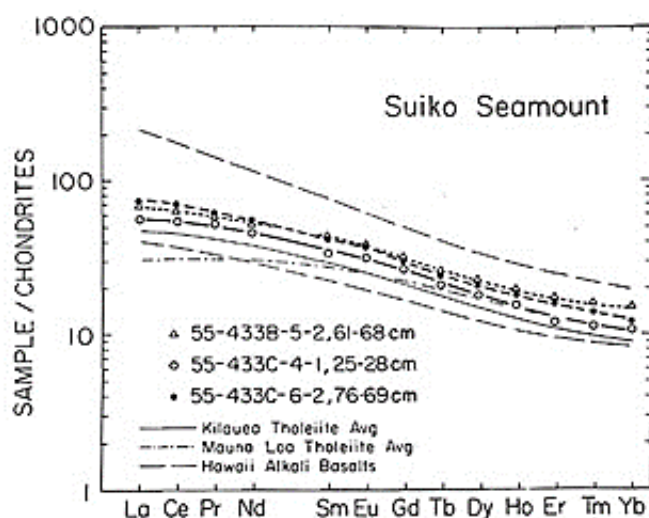


Рис. 3. 4 РЗЭ в базальтах горы Сейко в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

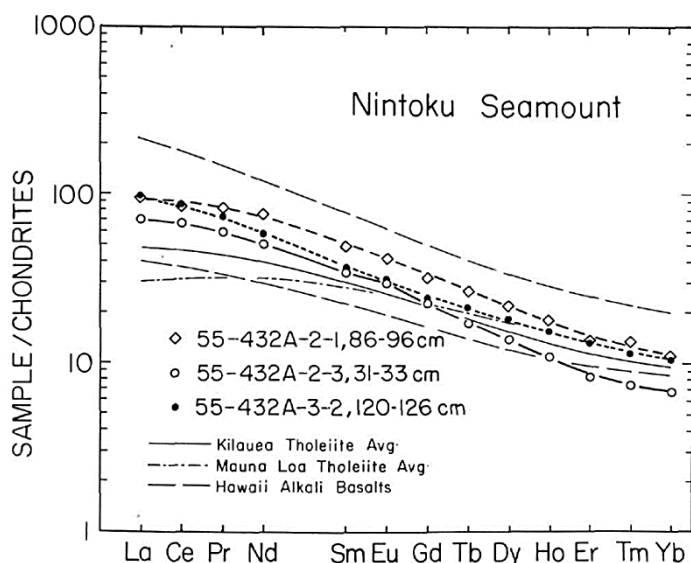


Рис. 3. 5. РЗЭ в базальтах горы Нинтоку в сопоставлении с толеитовыми базальтами Килауэа и Мауна Лоа и щелочными базальтами Гавайев.

История, опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта по материалам рейса 55, в соответствии с представлениями авторов проекта бурения такова. Многие подводные горы, когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологии базальтовых потоков показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмеи и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты, когда-то, являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие

этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития, и отражают скорость погружения или продолжительность нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субаэральных или мелководных условиях. Гора Иомей – *Yōmei* представляет стадию от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку – *Nintoku* и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и Северный Сейко представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны. Обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки, и происходило их относительно медленное погружение. История осадконакопления горы Сейко состоит из трех главных периодов проседания: 1-рифовый период, в течение которого известковистые лагунные образования диагенетически эволюционировали, закончился в верхнем палеоцене; условия включали: мелко- и тепловодные; 2 – отложения детритовых вулканических песков смешивались с кремнистым биогенным материалом. Аутигенные процессы начали процесс отвердевания. Условия характеризовались высокоэнергетическими процессами сортировки, вулканическими процессами, мелководными тепловодными бассейнами. 3 – пелагическая седиментация сопровождалась охлаждением, начавшимся в позднем миоцене. Осадки были переработаны в верхнем плиоцене.

Ряды щелочных и толеитовых базальтов подводных гор Императорского хребта Оджин, Нинтоку и Суйко очень похожи по составу главных микроэлементов LIL (крупноионный литофильный) щелочным и толеитовым базальтам островов Гавайи. Они характеризуются высоким общим содержанием щелочей, высоким содержанием TiO_2 и «FeO», низким содержанием Al_2O_3 и низким $Mg / (Mg + Fe^{2+})$, по сравнению с базальтами MORB. Содержание элементов LIL в одном толеите горы Оджин имеют фактор от 5 до 10 относительно MORB. Модели РЗЭ (редкоземельных элементов) во всех образцах сильно фракционированы; содержание тяжелых редкоземельных элементов (HREE) сильно различаются. Это может согласовываться с появлением реститового граната в исходном субстрате. Варианты элементов LIL базальтов подводных гор позволяют предполагать меняющиеся степени частичного плавления исходного субстрата. Между базальтами подводных гор и Гавайев нет систематических различий, которые могут быть связаны с временной эволюцией одного источника горячих точек. Macdonald and Katsura (1964) и Macdonald (1968) описали последовательность эруптивных фаз, которые обычно присутствуют в гавайских вулканах. Не каждая из выделенных ими фаз присутствует во всех вулканах, но общая их последовательность достаточная для сопоставления с пробуренными скважинами. Эта последовательность типичная для гавайской цепи и очень редко проявлена в других океанических островах. Macdonald (1968) идентифицировал четыре фазы развития гавайских вулканов. Так они выглядят от ранних к поздним: 1 – щитовая стадия толеитовых базальтов; 2 – стадия заполнения кальдер. Стадии 1 и 2 присутствуют вместе в 99 % вулканов. 3 – посткальдерная стадия: щелочные базальты и ассоциированные дифференцированные лавы около 1% вулканов. 4 – постэрозионная стадия: щелочные базальты, нефелиновые базальты и нефелиниты, мелилитовые базальты - менее 1 % вулканов. В скважине, 430, пробуренной в сложной последовательности, похоже на то, что можно разделить эти три стадии: толеитовые базальты в основании, щелочные базальты и гавайиты, выше них и на вершине тонкий покров интенсивно щелочных постэрозионных потоков. Пробуренная последовательность вулканических пород скв. 430 вскрыла 28 м только толеитовых базальтов, что трудно определить такую последовательность в гавайских. В той же скважине четыре потока гавайитов перекрывают толеиты, на основании

химии пироксена и полевых шпатов установлено, что гавайиты принадлежат к посткальдерному заполнению скорее, чем к постэрозивной стадии.

Рейс 145. Северо-Тихоокеанский трансект. Проанализировано 150 пепловых прослоев из скважин 881, 882, 883, 884. Миоценовые и современные пеплы интерпретируются как связанные с продуктами эксплозионного извержения в Курило-Камчатской островодужной системе. На основании анализа числа слоев и мощности пепловых прослоев внутри определенных временных интервалов, могут быть выделены пять пульсов субэарального вулканизма, произошедшего в последние 3 млн лет, со значительным увеличением числа и мощности слоев во время 2,6 млн. лет. Слои пепла отсутствуют во временном интервале 34,4-6,3 млн. лет, но присутствуют в нижнем олигоцене до среднего эоцена. Высокое Va/Nb (-200) палеогеновых пеплов подчеркивает их связь, скорее с островными дугами, чем со срединно-океаническими хребтами или источником горячей точки. Некоторые крупные эксплозионные события сопровождаются формированием слоев пепла мощностью менее 2. 5 м (скв. 884). Удлиненные (>5 to <100 мм), таблитчатые и пузырьчатые фрагменты стекол могли быть образованы в процесс плиннианского извержения и удалиться на расстояние 600 км от активной дуги. Анализ около 2000 индивидуальных обрывков стекла: состав стекол определен по составу от андезибазальтов до дацитов и риолитов. Степень обогащения ЛРЗЭ положительно коррелируется содержанием калия, отрицательная европиевая аномалия присутствует в большинстве образцов. Большинство образцов сходны с составами современных вулканитов активной Курило-Камчатской дуги с $\epsilon Nd \sim -1-8$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7031$ до 0.7038 , но некоторые образцы варьируют от $\epsilon Nd +3$ и $^{87}Sr/^{86}Sr -0.7045$.

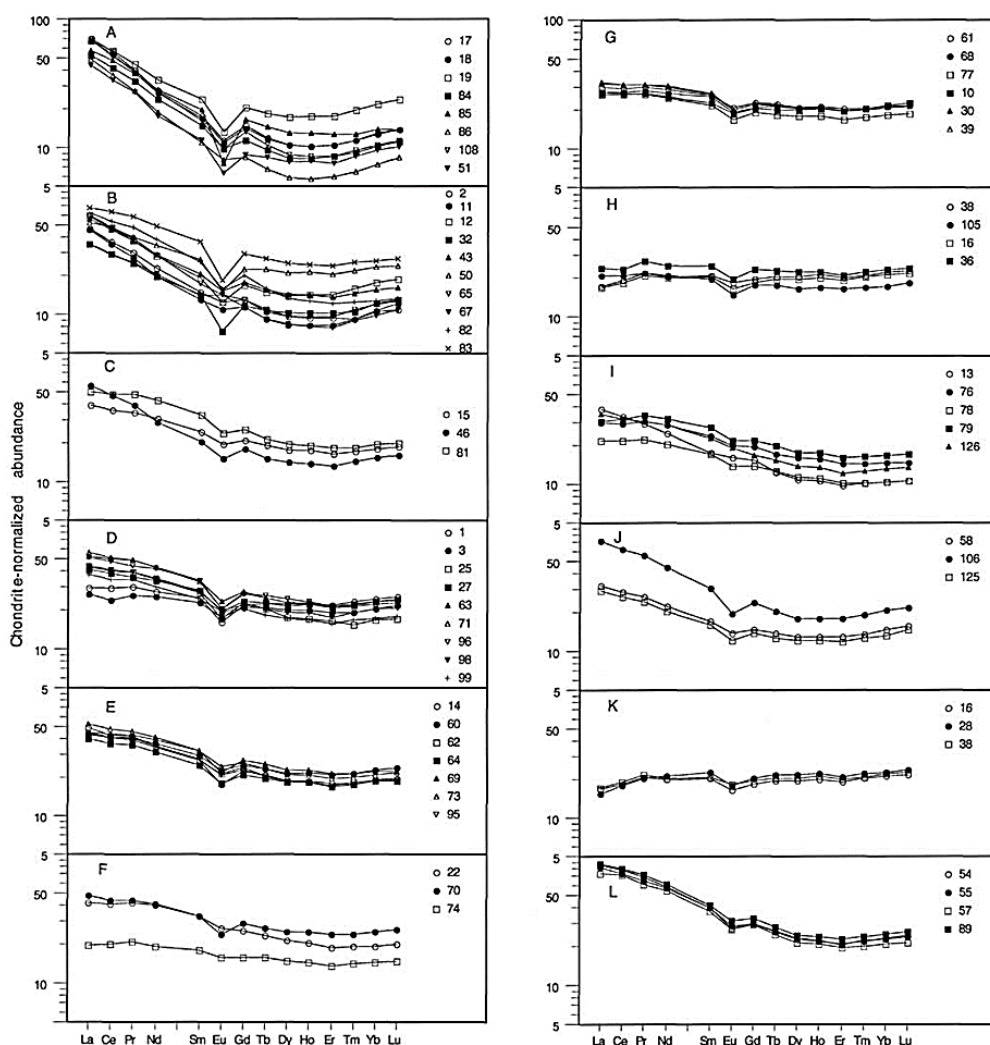


Рис. 3.6. РЗЭ в пеплах скважин рейса 145.

Следует обратить внимание на присутствие в базальтах европейских аномалий – системный признак смещения базальтового расплава с веществом консолидированной континентальной коры.

Рейс 197. Движение Гавайской горячей точки. Скв. 1206. Подводная гора Коко расположена в крайней южной части Императорской цепи вулканов и представляет удлиненную вулканическую постройку в северо-западно-восточном направлении. Основанием горы является система коалесцирующих вулканов, похожих на крупные постройки, подобные симаунту Нинтоки. Гора Коко покрыта мощной шапкой карбонатных пород. На сейсмическом профиле постройка горы Коко полого поднимается на высоту 5000 м и представлена, не покрытыми осадками вулканическими склонами, а покрытым осадочным чехлом центральным поднятием с варьирующими глубинами от 500 до 1500 м. Гора Коко идентифицирована как гайот. Считается, что гора была зрелой карбонатной банкой или атоллom с округлой лагуной, рифами, окружающими террасы. Присутствие бриозоа, кораллов и оолитов указывает на тепловодную карбонатную экосистему. Мощность карбонатных отложений более 200 м указывает на то, что этот гайот оставался в этих мелководных условиях дольше, чем другие горы Императорского хребта. Вулканическая поверхность Коко оставалась выше уровня моря достаточно долго для того, чтобы выровнялась до плоской субаэральной эрозией и действиями волн. Скважина заложена на глубине 1540. Бурение скважины началось с вулканического основания, вскрытого на глубине в 57 м. Пробурено 278 м лавовых потоков, гиалокластитов, вулканокластических песчаников и известняков с возрастом ранний средний эоцен. Основание разделено на 22 литологические пачки. Присутствуют глубоко выветрелые красно-коричневые поверхности лавовых потоков, прослой осадочных пород и базальных брекчий. Лавовые потоки представлены преимущественно оливин порфиrowыми и афировыми базальтами. Присутствуют прослой известняков, вулканокластических песчаников, ракушняков, красно-коричневых глубоковыветрелых верхних частей лавовых потоков. Известняки с биокластами, милиолидными фораминиферами, песчаники и конгломераты, особенно в нижней части основания. Биокласты представлены милиолидными фораминиферами, миллиметровыми обломками кораллов, спикулами губок и двустворками. Изменение размера обломков, сортировка и биогенные компоненты свидетельствуют о прибрежном формировании осадков. Вулканические породы составляют 88% основания и подобны по составу магмам щитовой стадии Гавайских вулканов. Вулканиды разделены на 15 потоков с языками лав паеое, субаэральных базальтовых лав, гиалокластитовыми брекчиями, похожими на современные паеое лавы Гавайев. По химическому составу лавы скв. 1206 отнесены к толеитовым базальтам и только три из 20 образцов отнесены к щелочным базальтам, фиксируя смену щитовой постщитовой стадией.

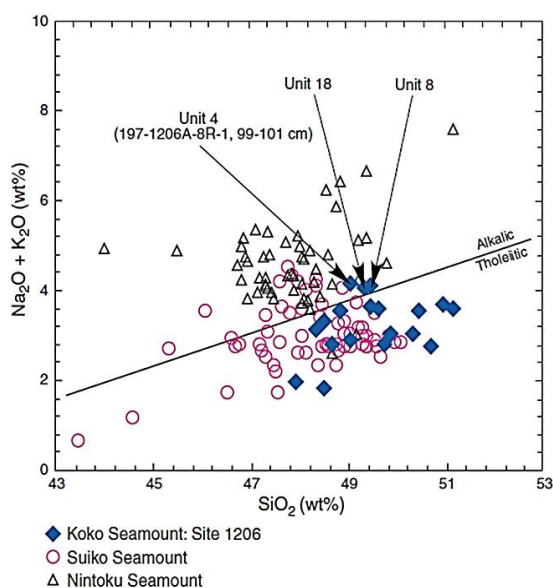


Рис. 3.7 Петрохимическая характеристика базальтов скв. 1206.

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль, Скв. U1372. Гайот Канопус – один из древнейших симаунтов Луисвилля с возрастом кампан-75-77 млн. лет. Эта вулканическая постройка состоит из двух вулканических центров и имеет длину 55 и ширину 15 км. Скв. U 1372 размещена на плоской вершине северного вулканического центра на глубине 1957. 6 м. Пробурено \approx 15 м мягких пелагических осадков; далее 32 м базальтовой брекчий и грубообломочного конгломерата и 187 м – в изверженном основании. Вскрытая бурением последовательность вулканических и осадочных пород, покрывающая верхнюю часть конструктивной фазы симаунта скв. U1372 – короткая субаэральная фаза, сменяющаяся последующим проседанием ниже уровня моря. Снизу – вверх эта последовательность начинается гиалокластитам, свидетель-

ствующими о субмаринном эксплозивном вулканизме щелочно-базальтового состава. Со временем вулканизм сменяется мелководно-морским и субазральным, свидетельством чего являются окисленные красно-коричневые верхние части лавовых потоков, в большинстве лавовых потоков вверху вулканического основания. Эрозионное несогласие обнаружено в верхней части вулканической постройки и выражено горизонтом базальтовых конгломератов, предположительно сформированных в прибрежной части вулканического острова, воздымавшегося в мелу над водной поверхностью. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (поздний кампан – ранний маастрихт).

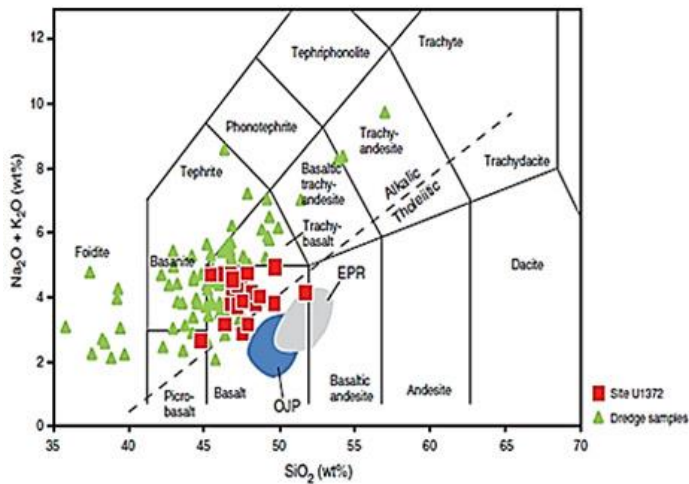


Рис. 3. 8. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372.

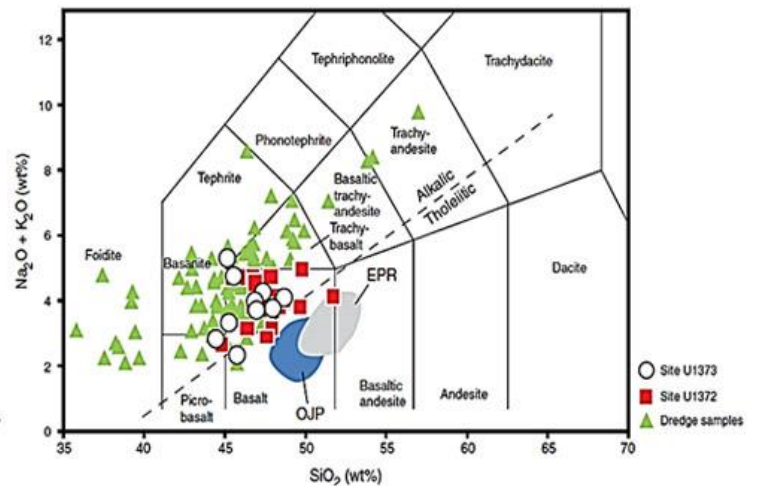


Рис 3. 9. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372 и 1373.

Скв. 1373. Гайот Ригил – один из древнейших симаунтов хребта Луисвилль с возрастом 73 млн. лет; на несколько млн лет моложе, чем гайоты Канопус и Осборн, и состоит из кластера двух гайотов и одной небольшой горы южнее. В противоположность скв. U 1372 и U1374, отсутствие вулканокластических отложений, содержащих субмаринные вулканокластиты, свидетельствует о том, что лавовые потоки скв. U 1373 формировались в течение субазрального периода «островной» фазы становления гайота Ригил. Снизу-вверх разрез начинается с массивных лавовых потоков (22 м), за которыми следуют более тонкие потоки лавы, имеющие пеперитовые или брекчиевые поверхности. Очень маломощные осадочные слои перекрывают изверженное основание. Таким образом, седиментация была прервана извержением автобрекчированных лавовых потоков. Конгломераты, брекчии и лавовые потоки – свидетельства «катастрофического» образования в позднюю стадию вулканизма. В скв. U1373,

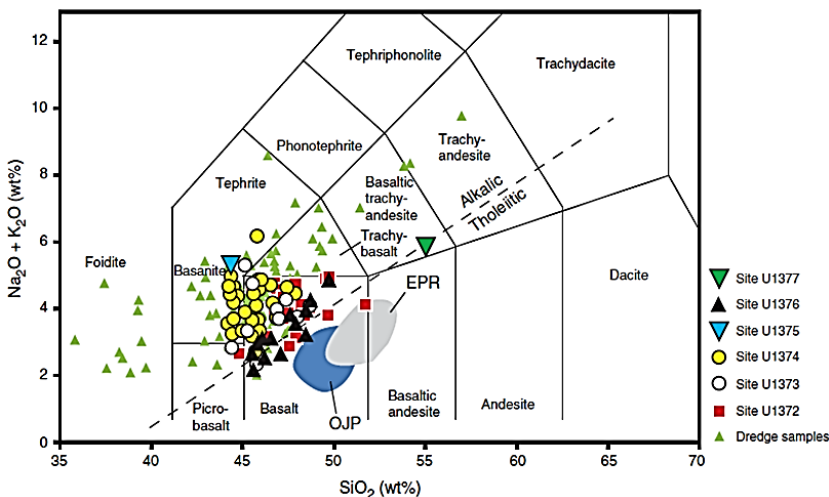


Рис 3. 10. Петрохимическая диаграмма базальтов скв. 1372-1377.

в отличие от скв. U1372 (гайот Канопус) и скв. U1374 на западном фланге гайота Ригил, не сохранилось свидетельств его погружения. Отсутствуют мягкие пелагические осадки за исключением небольших образцов песчаной и гравийной размерности с остатками современных нанофоссилий и фауны. Это означает, что пелагические осадки, сформированные позднее мела, были удалены с плоской вершины поднятия сильными подводными океаническими течениями.

Скв. U1376. Гайот Бартон. В скв. 1376 на гайоте Бартон пробурено 140. 9 м разреза

базальтового основания, представленного последовательностью базальтовых брекчий, подушечных лав и потоков массивных лав.

Снизу-вверх разрез начинается базальтовыми брекчиями (13,1 м), но в интервале (интервал 166,5-167,2 м) распространены высокопористые (миндалекаменные) афировые базальты. Следующие 31,7 м сложены гетеролитической брекчией с обломками оливин-порфировых и афировых базальтов и тонкими потоками афировых базальтов. Верхняя часть этого интервала содержит высоко пористые фрагменты афировых и оливин-порфировых окисленных базальтов, формировавшихся в период мелководного или субаэрального вулканизма. Верхние 17,35 м интервала 4, сложены брекчией оливин-порфировых гиалокластитов, содержащих и свежее стекло.

Вулканизм островных дуг.

Рейс 21. Глубоководное бурение на юго-западе Тихого океана. Скв. 207. Скважина расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. – маастрихт - глауконитовый аргиллит, песчаник в основании. Обломочный материал: кварц, калиевый полевой шпат, фрагменты пород, возможно, образованных из плутонических (гранит) или метаморфических пород. Обломки округлые – результат переноса. верхний мел - риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофирных риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Фенокристы кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обычна флюидальность. верхний мел или древнее - потоки витрофирных риолитов, частично, фрагментированных. Породы подобны породам пачки 4, но в этой пачке породы сильнее изменены, менее брекчированы и представляют преимущественно лавовые потоки. Локально зерна кварца плавают в глинистом матриксе как реликты. Состав и строение толщ свидетельствуют об их субаэральном образовании. Некоторые породы пачки 4 могут быть определены как игнимбриты. Строение толщи свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма.

Рейс 58. Японское море. Бассейн Шикоку. Скв. 442. заложена в западной части бассейна Шикоку ранний средний миоцен- твердые мелкозернистые розовые известняки. Присутствуют фрагменты базальтов, железомарганцевых оксиды. Базальты – (интервал 286 м) – очень высокоминдалекаменные – 20-30% миндалин – афировые плагиоклаз-пироксеновые, безоливиновые базальты с хромшпинелью в основной массе. Сопоставляются с базальтами СОХ Атлантического океана. Базальты рейса 58 преимущественно толеитовые; щелочные базальты присутствуют в скв. 444 и 446. Все базальты рейса 58 композиционно связаны с базальтами главных типов океанических бассейнов, срединно-океанических хребтов и океанических островов. Вариации малых элементов в толеитах подобны базальтам хребта Рейкьянес в Исландии от нормальных N-типа MORB сильно деплетированных ЛРЗЭ через переходный тип Т-тип MORB s (скв. 443-3 и скв. 444-2), к обогащенному E-типу MORB, менее деплетированному (кварц-нормативные ферробазальты скв. 446). Базальты рейса 58 – толеитовые базальты отличаются от толеитов и высокоалюминиевых базальтов островодужной системы Японии по главным и примесным элементам. Базальты рейса 58 сходны с базальтами основания океанов больше, чем с базальтами островных дуг. РЗЭ не дискриминируют базальты океанического основания и островодужные толеиты. Щелочные базальты скв. 444 похожи на базальты, изученные в 45 °N Срединно-Атлантического хребта, а щелочные базальты скв. 446 на некоторые низко MgO лавы Азор. Щелочные серии Оки Дого Японии имеют более высокие Ba/La и Th/La отношения чем базальты рейса 58, что может быть связано с контаминацией континентальной коры и не свидетельствовать о различиях мантийных источников. Щелочные серии Японии имеют La/Ta отношения, подобные отношениями базальтов типа E – MORB и состав мантийного источника для щелочных базальтов не прямо зависит от тектонических условий их становления. Предлагается модель, по которой E-тип MORB и щелочные базальты произведены из сложной «жильной» мантии, которая прошла сложную и длительную историю

развития, включая обогащение, дополнение флюидов или расплавов «прожилкованием (by veining) и деплетированием- экстракцией флюидов или расплавов. Такая модель может объяснить соотношения элементов и радиогенных изотопов в E-типах MORB щелочных базальтах более удовлетворительно, чем модель МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ.

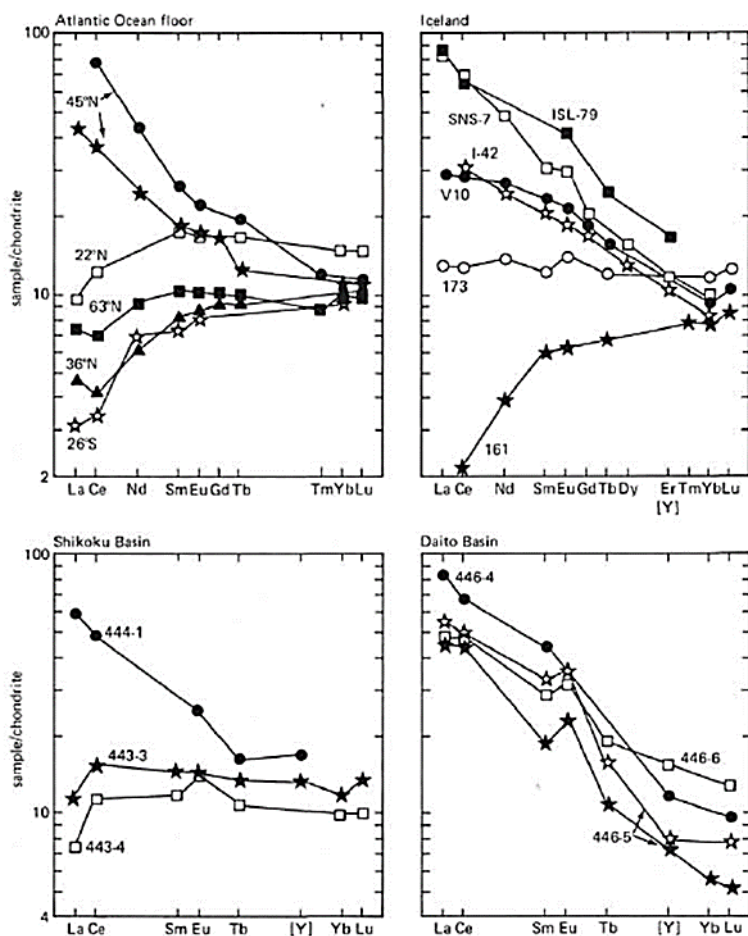


Рис. 3. 11. РЗЭ в базальтах рейса 58 Атлантического океана и Исландии.

Рейс 59. Филиппинское море. Скв. 447. Западно-Филиппинский бассейн, восточная часть. Скважина была задана для определения природы и возраста основания Западно-Филиппинского бассейна. Надбазальтовая пачка – светло-желто-коричневая вулканическая брекчия, содержащая обломки миндалекаменных базальтов, в основном, выветренное вулканическое стекло красновато-коричневое. Обломки угловаты, размером до 1 см, хотя некоторые больше, чем диаметр керна (больше 6,6 см). Пачка 5 непосредственно залегает на базальтах; верхние 10 см содержат обломки базальтов; следующие 7 см (базальтный конгломерат 5с) и базальты основания (интервал 113-183,5 м) – толеитовые потоки и пиллоу-лавы. Около 28 м средне-олигоценых вулканокластических брекчий и туфов перекрывают базальтовое основание. На основании макроскопического изучения базальты разделены на 6 пачек. Нижние по разрезу базальты (субпачка 11f) содержат ксенолиты анортозитовых кумулятов, ксенокристаллы резорбированного плагиоклаза и шпинели, равновесные с расплавом. Ксенокристаллы (0,5-2 см) исключительно хорошо округлые – результат магматической коррозии. Имеются также крупные включения (0,5-3 мм) коричневой хромовой шпинели, предположительно, габбрового происхождения. Изолированные ксенокристаллы шпинели неравновесны с вмещающим базальтом – интенсивно корродированы. Небольшие ксенокристаллы (0,5 мм) мелкозернистых анортозитовых кумулятов – возможно, часть габбровой магматической камеры. Большинство базальтов скв. 447 испытали интенсивные низкотемпературные изменения. Очень редко встречается свежий оливин, который, так же, как и стекло, замещен ржаво-коричневым агрегатом смектита и гидроокислов железа.

Нацело изменены массивные миндалекаменные базальты в зонах трещиноватости. Базальты пиллоу-лав изменены значительно меньше массивных базальтов. Отмечено отсутствие высокотемпературных изменений в базальтах (хлорит, эпидот, актинолит), проявлены только низкотемпературные изменения. Базальты химически и минералогически не отличимы от базальтов СОХ – толеитовых базальтов. Выделяются: афировые до оливин-шпинель порфировых (пачка 9); плагиоклаз- порфировые (пачки 6,7); плагиоклаз- оливин- шпинель- порфировые (пачка 11) плагиоклаз-клинопироксен-оливин порфировые (пачка 8); оливин-плагиоклаз-клинопироксен порфировые (пачка 10),. **Скв. 448** заложена на западной окраине хребта Кюсю Палау. Средний олигоцен – переслаивающиеся палево-желтый до белого нанофосильный мел и коричневый витрический туф. Грубые обломки в основании пачки 5 – выветрелые базальты и пемза. Ниже пачки 5 вскрыты от 17 до 20 пачек базальтовых потоков, чередующихся с 20 пачками вулканокластических осадков и 7-10 дайками и силлами. Базальты представлены от афировых до плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновых, пижонит-оливин порфировых. Два из них содержат автолитические брекчии. Вулканокластические осадки варьируют от грубозернистых, не сортированных, не ориентированных брекчий через туфовые брекчии, туфы и мелкозернистые туфы желто-коричневых и темно-зеленых цветов. Обломки в брекчиях – преобладают толеитовые базальты, но редки андезитовые экструзивные и диоритовые интрузивные обломки. Три брекчии, соприкасающиеся с дайками, гидротермально изменены в условиях средних температур и содержат рассеянный пирит и халькопирит (?) и самородную медь. Слои залегают наклонно под углами от 15 до 45 град. Хотя вулканическая последовательность **скв. 448А** на хр. Палау Кюсю большей частью толеитовая, но отличается от типичной океанической коры присутствием пемзовых и пепловых обломков в туфах и вулканокластических брекчиях. Типичный эксплозивный вулканизм (даже мелководный фреатический или субаэральный), высокая миндалекаменность экструзивных единиц, широкое распространение в фенокристах и в основной массе гиперстена, присутствие пижонита, и обломков андезита (?) и роговообманкового диорита в вулканокластической брекчии - все это указывает на островодужные толеитовые особенности хребта Палау Кюсю и, что хребет являлся остаточной дугой в середине олигоцена. **Скв. 451**. Расположена в восточной части Западного Марианского хребта. Надбазальтовая пачка – верхний миоцен – вулканокластические осадки – витрические и витрическо-литические туфы, брекчии, конгломераты и фрагменты мелководных раковин, и фрагменты лигнита. Базальтовые обломки в брекчии высокоминдалекаменные, присутствуют обломки андезитов. Вулканические породы сильно изменены, замещены гидроксидами железа и минералами глин. Обломки крупных фораминифер и кораллов - все верхний миоцен. Обломки нередко высокоокруглые и предполагается, что их переотложение могло происходить в субаэральных условиях. Фрагменты лигнита в туфах представлены многочисленными изолированными линзами, часто около 1 см в диаметре. Считается, что они не образованы на месте, а переотложены из наземных построек, расположенных вблизи. Базальтовые обломки в брекчиях миндалекаменные и пирокластика в осадках – свидетельство эксплозивного вулканизма, ассоциирующего с островными дугами. Андезитовые бульжники и валуны содержат плагиоклаз, два пироксена. Базальтовые бульжники, брекчированные с поверхности лавовых потоков, обнаружены в последних кернах. Изверженные породы **скв. 447А, 448, 448А**, представлены базальтами типа базальты океанических хребтов, островодужные толеиты, толеитовые базальты, магнезиальные андезиты (подобные бонинитам) и базальтовые андезиты – переходные между толеитовыми и щелочными типами. Магнезиальные андезиты характеризуются низким содержанием Na_2O (–1.7 вес. %) и TiO_2 (0,25 вес. %) и высоким $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (0,65 и 0,64) и обогащением SiO_2 (51,11 и 56,00 вес. %). В сопоставлении с базальтами океанических хребтов и остаточных вулканических дуг, породы заметно обогащены Rb, Sr, и Ba и деплетированы Cr и Ni. V варьирует от высокого – в двух образцах остаточной дуги (скв. 448) (– 400 ppm) и очень низкого (~ 160

ppm) в магнезиальных андезитах. Zr показывает только слабое уменьшение от океанических хребтов к островодужным породам. Магнезиальные андезиты деплетированы Sr, Zr, и Y и более обогащены Cr и Ni, чем другие островодужные породы. Наиболее высокое K/Rb отношение (790) присутствует в образцах скв 448. Начальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопные отношения низкие для базальтов хребтов скв. 447A (0,70261) такие же, как и для MORB. Образцы Марианской дуги (скв. 458, 459B) средние 0,70381 и 0,70364, более радиогенны, чем MORB. Образцы остаточных дуг (скв. 448 и 448A) слабо менее радиогенны (0,70356 0,70333), чем MORB. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение для образцов скв. 448 и 448A слабо увеличиваются в породах более молодых и более дифференцированных.

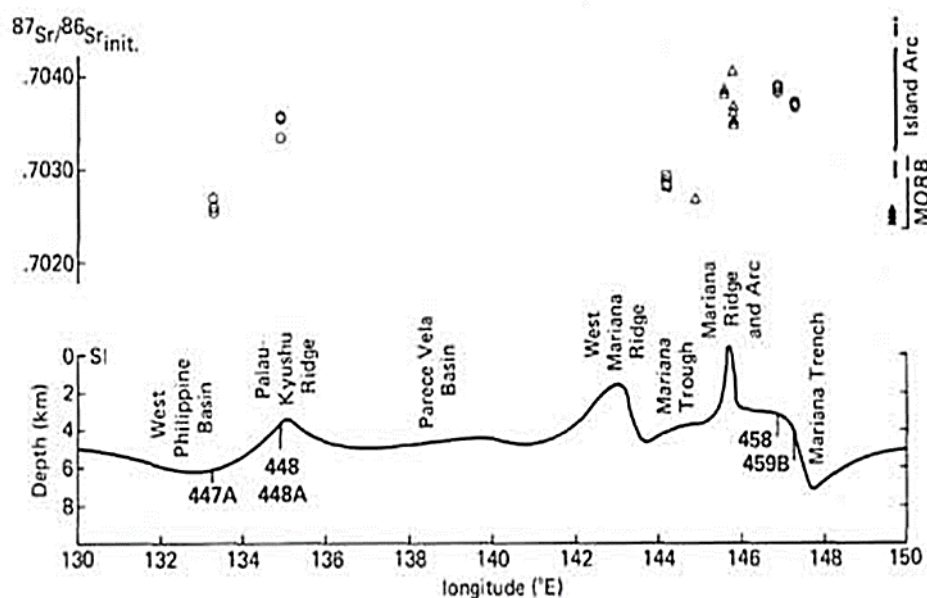


Рис. 3. 12. Изотопные составы стронция и топографический профиль рейсов 59 и 60 трансекта Марианская дуга и Западно-Филиппинский бассейн. Открытые кружки – данные рейса 59 и 60; открытые квадраты – Hart et al. (1972); открытые треугольники – Meijer (1976); закрытые треугольники в правом углу профиля – данные по хр. Хуан де Фука.

Рейс 60. Западная часть Тихого океана, система Марианского жлоба. Скв. 456. Восточная сторона Марианского трого. Основание: ранний плейстоцен – измененный афировый пиллоу базальт. Скважина размещена в небольшом осадочном бассейне на локальном батиметрическом поднятии. Изменения более интенсивны в верхней части разреза – красно-коричневый смектит и палагонит. Базальты верхней части разреза отнесены к толеитовым, а нижней части – к островодужным толеитам. Скв. 458. «Преддуговой бассейн» Марианской дуги в 85 км западнее оси Марианского трого и в 130 км к востоку от активных вулканических островов. Основание – подушечные и массивные вулканические потоки. Верхний тип – (интервал 256-380 м) – афировые дупироксеновые высокомагнезиальные андезиты. Эти лавы включают стекловатые породы бонинитовой серии с магнезиальным ортопироксеном – бронзитом, клинопироксеном и без плагиоклазовые. Нижний тип (интервал 380-465,5 м) – высокотрещиноватые и измененные авгит плагиоклазовые базальты. Последовательность изверженных пород: их проходка велика (209 м), но выход керна небольшой (5,3-33,7 м), видимо, в связи с сильной измененностью и трещиноватостью пород. Последовательность представлена варьирующими потоками и пиллоу-лавами, часть которых высоко трещиновата и изменена.

A1 (интервал 256-380 м) – пиллоу-лавы и потоки высокомагнезиальных бронзит-содержащих андезитов, связанных с бонинитовой серией.

V1 (интервал 380-389 м) – высоко трещиноватые и сильно измененные толеитовые базальты.

A2 (интервал 389,5-427,5 м) – высоко трещиноватые и высоко измененные аналоги A1.

B2 (интервал 427,5-465,5 м) – аналоги B1.

Все изверженные породы скв. 458 подвергались в различной степени низкотемпературным изменениям – смектит и филлипсит – преобладающе окислительные изменения. Глинистые минералы присутствуют по всему разрезу; цвет измененных пород от зеленого до коричневого. Степень изменения настолько велика, что после подъема керна породы легко разрушаются ногтем. **Скв. 459.** Скважина 459 расположена на восточном краю глубокого осадочного бассейна, непосредственно выше западное склона желоб. Базальты пробурены в интервале 559-691 м. В их составе выделяются пачки.

Пачка 1 – (интервал 559-587 м) – афировые миндалекаменные клинопироксен-плагиоклазовые базальты с мезостазином, замещенным глиной и палыгорскитом. Фрагменты базальтов разделены трещинами и жилами.

Пачка 2 – (интервал 587-615 м) – высокоминдалекаменные клинопироксен- плагиоклазовые базальты. Так же, как и в пачке 1 мезостазином высоко изменен в глинистые минералы и трещиноват.

Пачка 3 – (интервал 615,5-644 м) – клинопироксен-плагиоклазовый диабаз, внедренный в базальты.

Пачка 4 – (интервал 644-691,5 м) – порфиоровые, средне миндалекаменные клинопироксен-плагиоклазовые базальты. По сравнению с пачкой 2 базальты менее миндалекаменные и характеризуются более высокой степенью изменения и большей пронизанностью трещинами. Важная особенность базальтов - отсутствие ортопироксена. Другая важная особенность этих базальтов – постоянное присутствие микрографических прорастаний кварца и полевого шпата в мезостазином диабазов – диабазовых силлов в пачках 1 и 3. Трещины, присутствующие в базальтах, несут глины и другие вторичные минералы. Присутствуют в нижней части скважины гальки и брекчии, обрамленные глинами.

Анализ основных элементов и микроэлементов представлен для 110 образцов из основания скважин рейса 60, пробуренных в трансекте через Марианский трог, дугу, преддуговой бассейн и желоб около 18 ° с. ш. Изверженные породы, образующие брекчии в скважине 453 на западе Марианского трога включает в себя базальты с известково-щелочной специализацией. Базальты скважин 454 и 456 в Марианском трого, имеют составы, подобными, обычным MORB, и типом с известково-щелочной специализацией в пределах одной скважины. В скважине 454 базальты показывают полный композиционный переход от нормальных MORB к известково-щелочным базальтам. Эти базальты могут быть результатом смешивания двух типов магм в небольших субкоровых магматических резервуарах, или являются результатом ассимиляции известково-щелочных дуговых туфов обычными магмами MORB во время извержения или интрузии Базальтовый андезитовый обломок в брекчии, скв 457 на активной Марианской дуге и образцы, драгированные из подводной горы в Марианской дуге, по составу известково-щелочные и похожи на базальты, извлеченные из Марианского трога и Западного Марианского хребта. Примитивные островодужные толеиты были извлечены из всех скважин 458-461, пробуренных в преддуговой и островодужной стенках желоба. Эти базальты образуют когерентную композиционную группу известково-щелочных лав, отличную от Марианской Западной дуги и Марианского трога, включающие, временные (и, возможно, пространственные?) химические вариации островодужных магм, извергавшихся вдоль трансекта.

Большая часть 209 метров основания, пробуренного в скважине 458, представлена диопсид- и бронзит-содержащими, высокомагнезиальными андезитами с составами, близкими к бонинитам. Эти андезиты имеют очень низкие Ti, Zr, Ti / Zr, P и редкоземельные элементы, содержание, которых характерное для бонинитов, хотя они немного обеднены легкими – редкоземельными элементами и имеют более низкое MgO, Cr, Ni и выше CaO и Al₂O₃, чем те, которые описаны для типичных бонинитов. Большие вариации в химии, наблюдаемые в лавах, извлеченных из скважин этого трансекта, свидетельствуют о том, что разнообразие мантийного источника и сложный петрогенетический процесс вовлечен в формирование пород.

Тектонический характер генерации океанической коры в Марианском трого, в активном, экстенциональном, задуговом бассейне, является во многом похожим на то, что происходит в срединно-океанических хребтах. Таким образом, можно было ожидать, что базальты, образованные в трого, будут похожи на обычный базальт срединно-океанических хребтов. Базальтовые стекла Марианского трого имеют более низкое общее количество железа и TiO_2 и более высокие содержания Al_2O_3 при заданной концентрации MgO . Редкие земли стекол Марианского трого по существу плоские относительно хондрита. Содержания несовместимых элементов для базальтовых стекол трого выше, чем для базальтов срединно-океанических хребтов. Также содержания летучих компонентов в базальтах трого является высоким (приблизительно 1% H_2O). Эти композиционные особенности также присутствуют в базальтах из других активных окраинных бассейнов и свидетельствуют о том, что источники этих лав отличается от источников нормальных базальтов срединно-океанических хребтов.

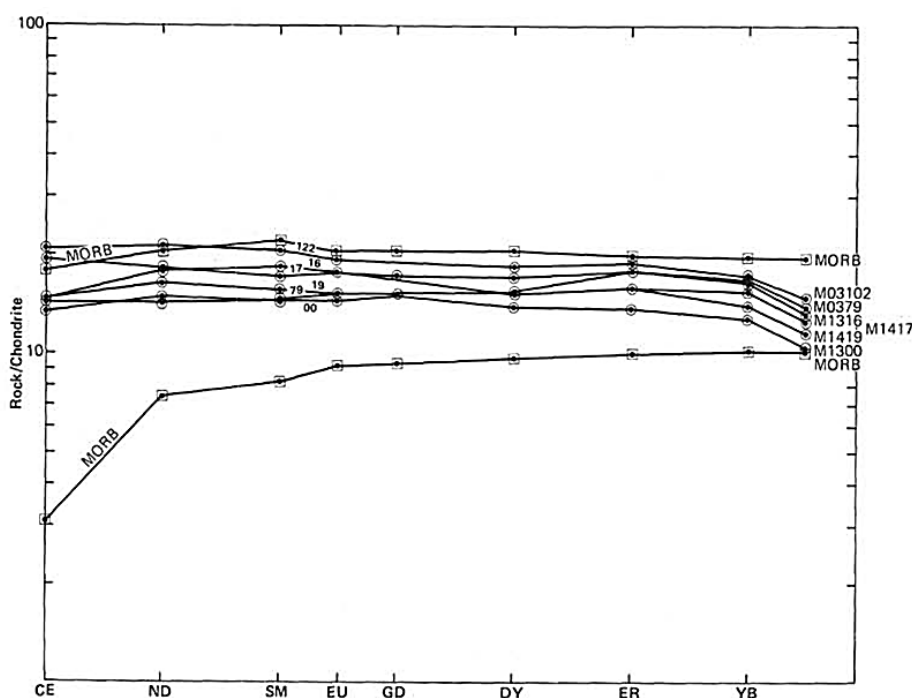


Рис. 3. 13. РЗЭ в стеклах базальтов Марианского трого в сопоставлении с РЗЭ базальтов СОХ.

Изучены РЗЭ в вулканических породах основания разрезов скв 458 и 459В в Марианском преддуговом трого. Образцы, извлеченные из участков, представляют две петрологические и химические группы: ортопироксеновые, обедненные плагиоклазом (высокомагниевого бронзитовые андезиты), похожие на «бонинит», которые встречаются в верхней части скв. 458, и плагиоклаз-клинопироксеновые базальты типа толеитовых дуг, которые встречаются в нижней части скв. 458 и 459В. Наименее фракционированные образцы с высоким содержанием Mg бронзитовые андезиты имеют редкоземельные элементы (РЗЭ) в пределах $2-6 \times$ хондритов, а образцы толеитов дуги имеют содержание РЗЭ в диапазоне $4-20 \times$ хондритов. Все проанализированные образцы имеют распределения РЗЭ, которые ЛРЗЭ относительно деплетированы: высоко-магниевого бронзитовые андезиты имеют $La / Yb > N = 0,50-0,83$, а островодужные толеиты имеют $La / Yb = 0,35-0,70$. Для большего количества изученных образцов высокомагнезиальные бронзитовые андезиты относительно менее деплетированы ЛРЗЭ, чем островодужные толеиты, несмотря на более высокие $MgO / (MgO + ZFeO)$, Cr и NiC содержания. Считается, что разница в относительном распределении РЗЭ между двумя вулканическими группами отражает характеристику субстрата плавления. По сравнению с «бонинитами» из других областей, образцы скв 458 имеют сходное низкое содержание РЗЭ, но являются единственными, которые деплетированы ЛРЗЭ. Поэтому образцы скв. 458 могут представлять «конечный член» в двухстадийном процессе который был предложен для учета переменного

содержания ЛРЗЭ в этих горных породах. Низкое содержание РЗЭ, обнаруженное во многих образцах скв. 458, также подтверждает тенденцию вулканитов островной дуги иметь более низкое содержание РЗЭ, чем их содержание в MORB.

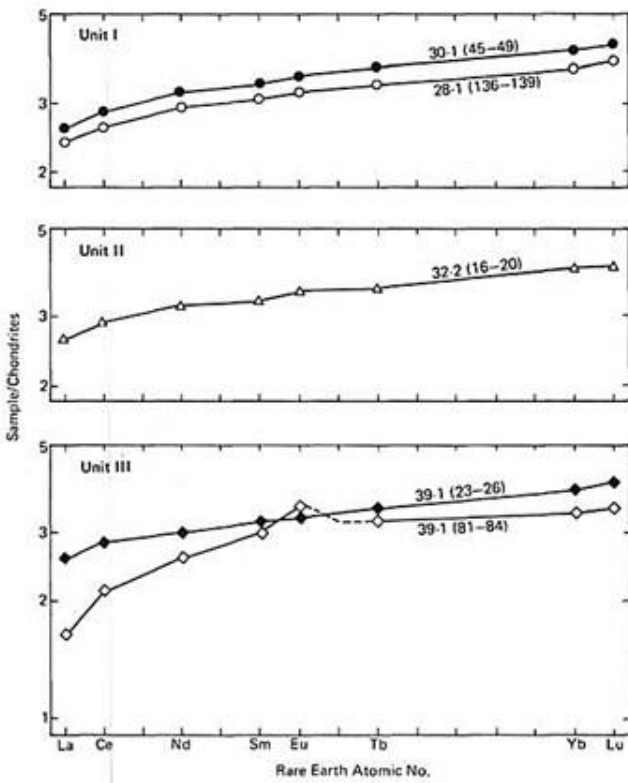


Рис. 3. 14. РЗЭ в образцах скв. 458.

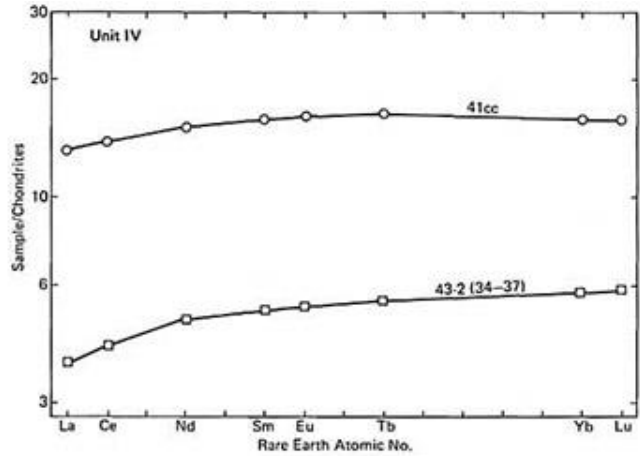


Рис. 3. 15. РЗЭ в породах пачек 4 скв. 458.

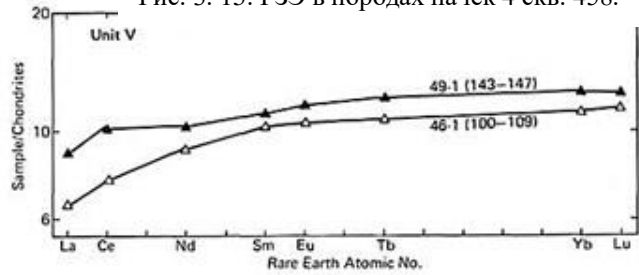


Рис. 3. 15. РЗЭ в породах пачки 5 скв. 458.

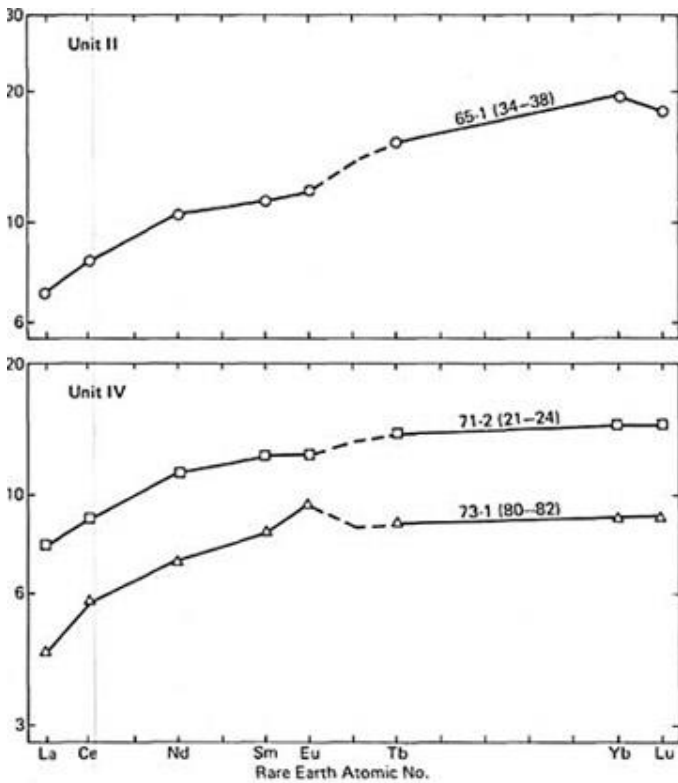


Рис. 3. 16. РЗЭ в породах скв. 459 пачек 2 и 4/

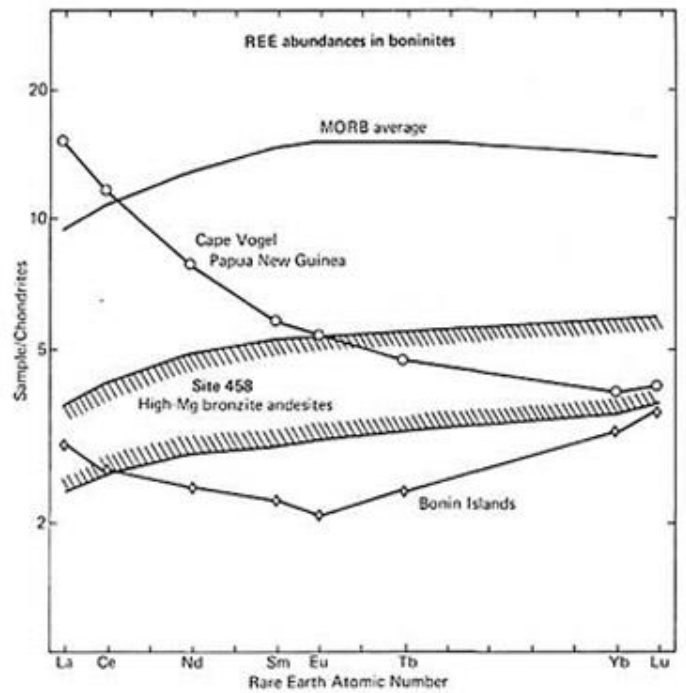


Рис. 3. 17. РЗЭ в «бонинитах» Кейп Вогель, Папуа Новая Гвинея и острова Бонин в сопоставлении с высокомагнезиальными бронзитовыми андезитами скв. 458, драгированными в Марианском желобе, РЗЭ которых близки образцам острова Бонин.

Из последнего рисунка следует, что высокомагнезиальные андезиты Марианского задугового бассейна заметно отличаются по содержанию, и распределению РЗЭ от базальтов MORB, хотя в обоих случаях заметна тенденция уменьшения количества РЗЭ. Следует отметить появление положительного европиевого максимума на ряде диаграмм.

Величины начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений более низкие в базальтах скв. 447А (0,70261), даже относительно MORB. Базальты Марианской дуги – задуговые скв 458 и 459В в среднем 0,70381 и 0,70364, отличаются большей радиогенностью, чем MORB, и это похоже на другие образцы островных дуг Циркум – Тихоокеанского региона. Образцы остаточных дуг скв. 448 и 448А менее радиогенны – 0,70356 и 0,70333 – чем те же из Марианской дуги, но более радиогенны, чем MORB. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образцов из скв 448 и 448А незначительно увеличены как породы более молодые и более дифференцированные.

Вполне определенный интерес представляют габбро, открытые в полимиктовой брекчии скв. 453. Такие габбро известны только в таких известково-щелочных ассоциациях как Малые Антилы, и в батолите Берегового хребта южной Калифорнии, и отличаются от габбро стратиформных комплексов, офиолитов и океанической коры. В габбро полимиктовых брекчий характерно присутствие исключительно кальциевого плагиоклаза (An₉₄_97) и очень железистого оливина (Fo₇₆_77). Другие габбро содержат биотит и амфибол и метаморфизованы в высокоградной зеленосланцевой фации. Одно необычное габбро связано со сложной субсолидусной перекристаллизацией в ассоциации с алюминиево-магнезиальной роговой обманки, анортита и зеленой герцининовой шпинели. Габбро подвержены гидротермальным изменениям после формирования брекчий – формирование хлорита, эпидота, актинолита и пренита.

Рейс 126. Идзу-Бонинская островодужная система, Скв. 792Е. Скважина расположена в западной части Идзу-Бонинского бассейна в 170 км к западу от оси одноименного желоба. Надбазальтовая пачка – (возраст не известен). Нижний контакт отделяет измененные вулканические конгломераты этой пачки от подстилающих андезитовых лав. Обломочный материал – высоко измененные пемзы, гальки, также, высоко измененных андезитов, с преобладающей красноватой окраской, куски черных оксидов марганца. Далее вниз по разрезу: андезитовая лава, гиалокластит и брекчия с незначительным количеством андезибазальта и дацита. **Скв. 793.** Скважина размещена на западном склоне Идзу-Бонинской ОД между островами Шумишу Джима и Тори Шима в 125 км к западу от оси Идзу-Бонинского желоба. Скважина размещена в пределах внутреннего канала широкого каньона Шумишу Джима. Надбазальтовая пачка – верхний- нижний олигоцен – очень плохо отсортированная вулканическая брекчия с песчаным матриксом и смесь свежих и измененных андезитов. Далее вниз по разрезу – верхний-нижний олигоцен – брекчированные до массивных и подушечных потоков, порфириковых и афировых клинопироксен- ортопироксеновых андезибазальтов и андезитов, разделяемых на 17 отдельных субпачек.

Современный стиль вулканической дуги начал развиваться с олигоцена, когда интенсивный толеитовый и известково-щелочной вулканизм, продолжались до 29-27 млн лет. Эоцен-олигоценый дуговой массив распространялся в течение олигоценового рифтинга, формирования полуграбенов в преддуговой и задуговой частях. Минимальный возраст вулканизма 29-27 млн лет в Марианской и 23-20 млн лет в Идзу-Бонинской ОД, формировался синхронно с процессом ранних фаз задугового спрединга в бассейне Паресе-Вела и Шикоку соответственно. Среднемиоценовый и голоценовый Идзу-Бонинский вулканизм развивается во фронтальной части и увеличивается до максимума в плиоцене- квартере. Неогеновый вулканизм вдоль вулканического фронта сфокусирован в бимодальном пространстве (27 и 47 км), в долгоживущих центрах, но толеиты, обычно, внедряются в термально остывшую преддуговую часть. Субмаринные вулканы распространены в задуговой части, западнее фронтальной дуги. Современный рифтинг центральной части Идзу-Бонинской дуги начался около 2 млн лет.

Зигзагообразная система полуграбенов ограничивает нормальные разломы олигоценых и четвертичных рифтов в стиле Бассейнов и Хребтов. Многие из граничных разломов и фланги рифтов развиваются на начальных стадиях их формирования. Синрифтовые осадки часто тектонически нарушены и интродуцированы. Шимушу рифт в скв. 790 и 791 и преддуговые бассейны скв. 793 покрыты синрифтовыми вулканитами, которые геохимически отличаются от фронтальных вулканитов. Древнейшие (> 1,1 млн лет) к самым молодым (голоцен) лавы Шимушу рифта являются задуговыми базальтами, в то время как до синрифтовые, в основном, низко калиевые субщелочные риолиты и андезиты. Олигоценые преддуговые вулканиты преобладающе высоко – Mg, низко – Ti, двупироксеновые андезибазальты и андезиты, подобные эоценовым вулканитам поднятия внешней части дуги. Грубые вулканогенные осадки, произведенные из вулканитов фронтальной части, доминируют в рифте Шимушу в заполнении преддугового олигоценого бассейна. Они формировались быстро (>250 м/млн лет.) турбидитовыми течениями и обломочными потоками в основании рифтовых осадочных равнин. Седиментационная система прямо инициировалась продуктивностью проксимальных дуговых вулканов с вулканическими lulls, зафиксированными прослоями гемипелагических осадков. Вулканы фронтальной части дуги, в силу мощности здесь коры и высокого теплового потока, формируют линейные зоны ослабленности литосферы и контролируют размещение островодужного рифтинга.

Дуговой вулканизм становится кислым во время 1,5 млн лет перед рифтингом рифта Шимушу в 2 млн лет, но излияния этих кислых лав отражает изменения в величине стресса, особенно во время последних 130000 лет, скорее, чем коровый анатексис. Рифтовые базальты и риолиты произведены из различных источников, чем андезиты – риолиты. Рифтовый источник близок к E-MORB – в противоположность к N-MORB. Типы рифтовых магм характеризуются редким присутствием пемзовых и литических обломков, и ранние вулканиты рифтовой стадии отличаются от островодужных, ранние стадии рифтинга производят экзотические эксплозионные брекчии («мусс»). Хотя этот тип пород ассоциируется с высоким содержанием воды, обломки больше похожи на MORB – по составу и изотопным характеристикам, чем современные базальты Марианского трюга. После рифтинга начинается островодужный вулканизм, преимущественно, кислый.

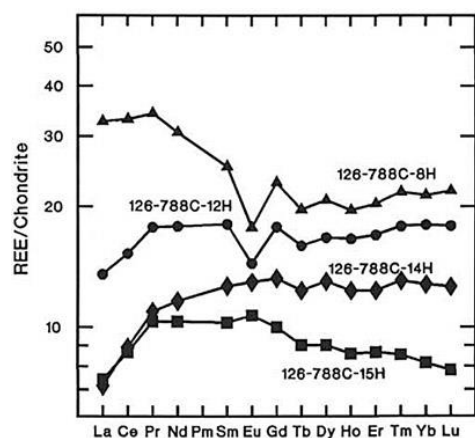


Рис. 3. 18. РЗЭ дорифтовых вулканитов.

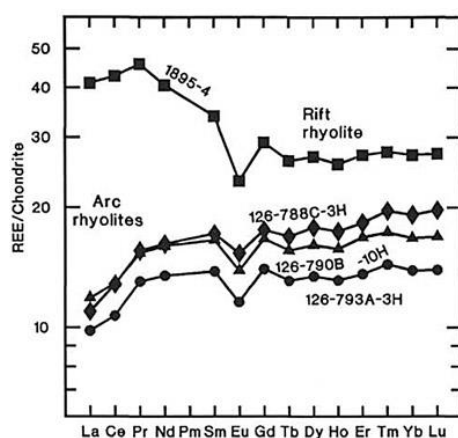


Рис. 3. 19. РЗЭ пострифтовых вулканитов.

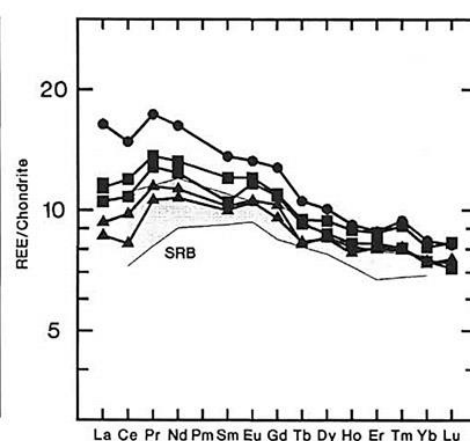


Рис. 3. 20. РЗЭ в базальтах основания скв. 790 и 791. SRB – базальты Шимушу рифта.

Представлены сведения о главных элементах и примесных элементах, и изотопные данные по образцам, собранные в рейсе 126. В Идзу-Бонинской дуге лавы Центрального бассейна (скв. 793) высокомагнезиальные, низко – Ti. Двупироксеновые базальтовые андезиты представляют продукт синрифтового вулканизма в преддуговом регионе. Эти синрифтовые лавы имеют геохимические и петрографические характеристики бонинитов. В признаках количества элементов, их отношений и изотопной систематики они промежуточны между

низко – Ti активных дуг и бонинитами поднятий внешних дуг. Эти особенности предполагают систематическую геохимическую градацию, между вулканитами, связанными с расстоянием от желоба, и различную деплетированность источника. Основание, глубоко пробуренное на западном фланге бассейна (скв. 792) сопоставимо с серией обогащенных плагиоклазом двупироксеновых андезитов с известково-щелочной специализацией. Эти лавы подобны известково-щелочным вулканитам Японии, но имеют более низкие содержания Ti, Zr, и низкозарядных элементов (LFSE). Лавы скв 793 показывают внутриэлементные вариации между Zr, Ti, Sr, Ni. Относительно концентраций P, Y, LFSE и P3Э они аномальны. Эти элементы перераспределялись внутри лавовых пачек, концентрируясь, преимущественно, в части массивных и пиллоу лав. Сравнительные перемещения этих двух групп элементов может быть связаны с изменениями интерстициальных базальт - андезитовых стекол.

Рейс 135. Бассейн Лау. Скв. 834, 834А. Надбазальтовая пачка – ранний плиоцен – сложена аргиллитами, туфами и калькаренидами, которые присутствуют в виде тонких полос осадков между базальтовыми потоками. В керне скв. 834А-16Х – 1,35 м аргиллита перекрывает 0.65 м косослоистого туфа, слоистого туфа, непосредственно перекрывающих миндалекаменные базальты. Цвет пород (от серого до оливково-коричневого) обусловлен обогащением осадков окисным железом. Нанофоссильные глины перекрывают слой мела (5 см), окрашенного гидроокислами железа. В других кернах калькарениды с аргиллитами размещаются между слоями базальтов.

Изверженные породы общей мощностью 323 м разделены на 13 потоков; породы – толеитовые базальты и андезибазальты. Осадочные породы между базальтовыми потоками датируются возрастом от раннего плиоцена до позднего миоцена. Очень мало керн получено для верхних 25 метров базальтового основания. Изменения всех пачек представлены низкотемпературным окислением, палагонитизацией стекла и изменением мезостазиса – замещением его глиной, гидроокислами железа. Трещины в базальтах заполнены карбонатом, возможно, из вышележащих осадочных прослоев. Большинство базальтов высоко миндалекаменные (10-45%); миндалины частично заполнены коричнево-зелеными (до красно-коричневого) минералами глин. Изменения базальтов в скв. 834 считаются результатом подводного выветривания. **Скв. 839.** Надбазальтовая пачка 3 – нанофоссильные глины, глины, песок и вулканический гравий. Непосредственно выше базальтового основания залегает нормально слоистый очень темно-коричневый слой глин и алевроитов с нанофоссилиями, которые вниз, к основанию разреза, сменяются темно-коричневым глинистым нанофоссильным мелом. Встречены прослой (29 см) внутри песков полимиктовой брекчии, содержащей угловатые обломки измененных базальтов (миндалекаменных) в витрическом песчаном матрикс. Наиболее глубокие отложения в разрезе пачки 3 – глинистые нанофоссильные илы с фораминиферами, расположенные между базальтовыми потоками. Основание представлено базальтами и андезибазальтами. Наиболее верхняя изверженная пачка 1 (42 м) представлена афировыми базальтами и перекрыта осадками позднего плиоцена. Пачка 2 – андезибазальтов – отделена от пачки 1 осадками верхнего плиоцена. Пачка 3 – порфиновые оливиновые базальты. В разрезе скв. 839 выделена наиболее нижняя пачка 9, сложенная серией потоков высоко порфириновых клино- ортопироксен – плагиоклазовых андезибазальтов, подобных современным лавам дуги Тофуа. Лавы пачки 9 высокоминдалекаменны. Пачка 8 представлена одним образцом высоко порфирикового клинопироксен-оливинового базальта, петрографически эквивалентного пачкам 3 и 6. Пачка 7 представлена только двумя кусками двупироксен-плагиоклазового базальта, петрографически идентичного пачкам 2, 5 и 9. Пачка 6 – высоко миндалекаменные средне порфириковые клинопироксен-оливиновые базальты. Пачка 5 – миндалекаменный средне порфириковый ортопироксен- клинопироксен, плагиоклазовый андезибазальт, идентичный породам пачки 9. Пачка 4 – оливин-пироксеновые базальты: серия тонких потоков и пиллоу лав сильно миндалекаменных и подобных пачке 9. Пачка 1 – афировые и порфириковые клинопироксен-оливиновые базальты с

полнокристаллической или диабазовой структурами, сравнительно мощные потоки – более 5 м с общей мощностью 43 м. С петрографической точки зрения можно выделить четыре типа: пачки 1, 2, 5, 7, 9 – как тип 9; пачки 3, 6, 8- как тип 3; и отдельно тип 4.

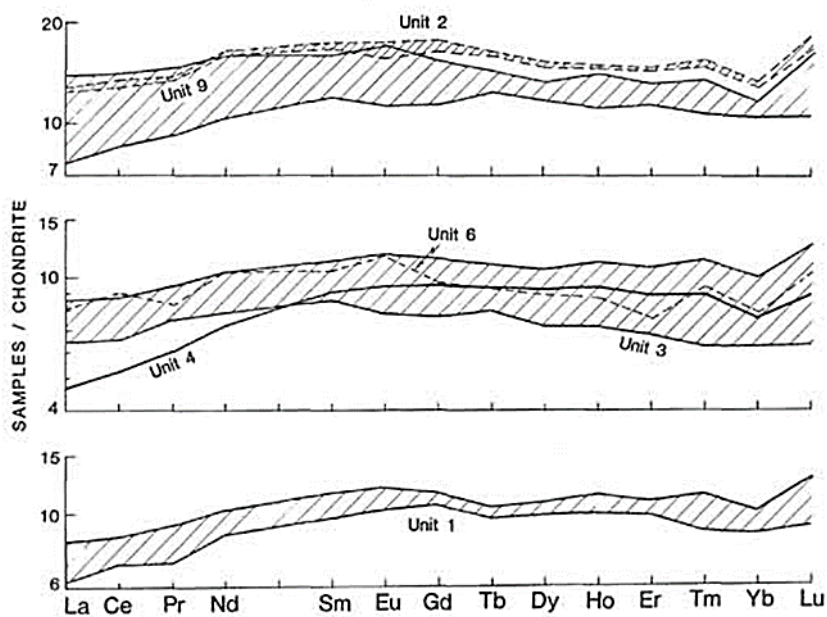


Рис. 3. 21. РЗЭ в базальтах и андезибазальтах с разных пачек скв. 839.

Скв. 840 расположена на юге Центральной платформы, которая располагается в осевой части хребта Тонга в 45 км восток-северо-восточнее острова Ата и в 130 км юго-юго-западнее островов Тонга Тапу и Эуа. Скважина расположена на западном фланге платформы, протягивающейся на 60 км по изобате 1000 м.

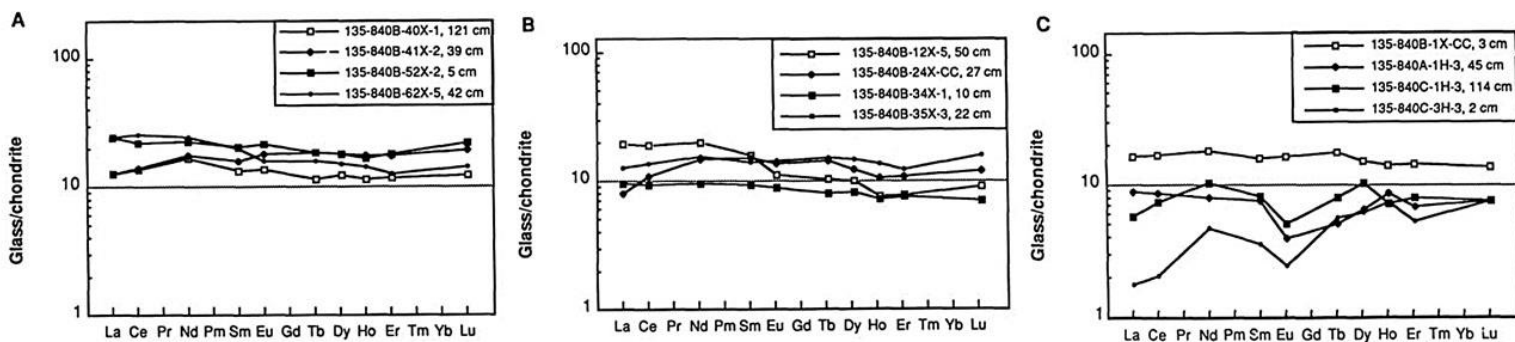


Рис. 3. 22. РЗЭ в зернах андезибазальтов скв. 840 (платформа Тонга) А. Поздний миоцен. В. Наиболее верхняя часть позднего миоцена. С. Поздний плиоцен- средний плейстоцен.

Судя по приведенным диаграммам, по мере омоложения вулканитов, фиксируется снижение количества РЗЭ при сохранении характера их распределения. Важно отметить, что в наиболее молодых андезибазальтах довольно отчетливо проявляется европиевый минимум, возможно, свидетельствующий о взаимодействии базальтового расплава с веществом нижней коры континентов.

Скв. 841 находится в 150 км к востоку от вулканического острова Ата и в 235 км юго-восточнее поднятой коралловой платформы Тонгатапу. Ось желоба Тонга лежит на расстоянии 40 км к востоку от скважины. Скважина расположена на середине островодужного склона, на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простираем желоба. Этот небольшой купол – один из нескольких куполов, расположенных на склоне в виде террасоподобных уступов, которые характеризуют внутреннюю западную стенку желоба. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене- раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалиевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось, неоднократно

образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых источников. С раннего олигоцена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось реювенацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов. Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Надбазальтовые ранний олигоцен- поздний эоцен – известковистые вулканические песчаники с фораминиферами перекрывают риолитовые лавы и пирокластические образования, включающие игнимбриты и спекшился туфы. В вулканическом основании вскрыто два главных типа изверженных пород. Девять отдельных небольших тел (дайки, силлы или потоки) андезибазальтов и андезитов верхнего миоцена и основания среднего миоцена вулканокластической серии. Разновидности пород преобладающие плагиоклазовые с меньшим количеством клино- и ортопироксена. Другой главный член пачки – риолитовые породы, включающие лапиллиевые туфы, спекшился туфы, туфобрекчии и риолиты. Подобные породы редки во внутриокеанических островных дугах, особенно на ранних стадиях их развития. Подобные породы присутствуют в субмаринных океанических областях на поднятии Лорд Хауи, до раннемеловые риолитовые потоки и туфы были обнаружены в скв. 207. Подобные низкокальциевые риолиты также найдены в Марианской дуге на острове Сайпан. Верхняя пачка представлена серией тонких андезибазальтовых пачек и вулканокластических аргиллитов и песчаников. Выделены девять андезибазальтовых пачек мощностью от 7 см до 18 м. Вторая главная серия – низкокальциевые риолиты, риолитовые туфы, брекчии, спекшился туфы и лапиллиевые туфы, предположительно, субаэрального формирования. Риолитовые породы перекрыты верхнеэоценовыми мелководными известковистыми вулканическими песчаниками. Изверженные породы присутствуют также в виде обломков и булыжников в осадочной брекчии и песчаниках, включающих высоко измененные вариолитовые базальты, риолиты, гранодиориты и тоналиты раннего олигоцена и верхнего миоцена. Риолитовые извержения важны в нескольких аспектах. Их аэральное образование показывает, что эта часть островной дуги располагалась выше уровня моря, когда извергалась, и впоследствии погрузилась более чем на 5000 м. Возраст вулканизма неизвестен, но древнейшие осадки, перекрывающие риолитовые вулканы – верхний эоцен. Отсутствие какой-либо переработанной фауны и флоры внутри вулканической последовательности, а также отсутствие радиометрических определений древнее чем средний эоцен в любой части хребта Тонга, преддуговой его части и в желобе – все свидетельствует о том, что позднейший эоцен – наиболее приемлемый минимальный возраст риолитового вулканического комплекса. Мощные высоко кислые эруптивные комплексы необычны для внутриокеанических островных дуг. Такие породы выявлены в Марианском преддуговом бассейне на острове Сайпан, но они более дацитовые и не содержат истинных игнимбритов. Такие породы могут быть представлены риолитовыми комплексами северо-восточной Австралии и на поднятии Лорд Хауи и в Тасмановом море. В скв. 207 поднятия Лорд Хауи 140 м верхнемеловые (93,7 млн. лет. риолитовые лавы были вскрыты бурением и их образование интерпретировалось, как субаэральное или мелководное. Основание риолитовой серии не было достигнуто бурением, но она перекрывалась аргиллитами маастрихта, отлагавшимися в мелководных условиях. Меловые риолиты известны также в Новой Каледонии.

Рейс 350. Преддуговая часть Идзу-Бонинской дуги. Скв. U1437 пробурена в пределах Идзу-Бонинской дуги, которая разделяется на два сегмента Идзу и Бонинский, разделенные разломной зоной – тектонической линией Софуган. Фронт дуги, рассматриваемый так же, как вулканический фронт, четко определяется линией, сформированной крупнейшими вулканами, включающими вулканы островов. Широкий регион позади фронта

дуги, который подстилается корой дуги, считается тыловой дугой (rear arc), западнее которой располагается бассейн Шикоку, подстилаемый океанической корой. Тыловая дуга разделяется на три тектонические зоны с запада на восток – также от древнейшей к молодой – (1) цепь симаунтов тыловой дуги (~100 км длин; ~17 – 3 млн. лет), которая расширяется к востоку и заполнена базальтами и риолитами; (2) зона расширения шириной ~100 км и возрастом <3 млн. лет, закрывающая восточную половину тыловой дуги цепью симаунтов и бимодальными вулканитами и (3) активный рифт – узкая зона расширения – серия север-юг – рифтовых бассейнов, размещенных непосредственно за фронтом дуги также с бимодальным вулканизмом. Магматизм активного рифта и зоны расширения относится к «рифтовому типу». Магматизм симаунтов тыловой дуги относится к такому же типу магматизма.

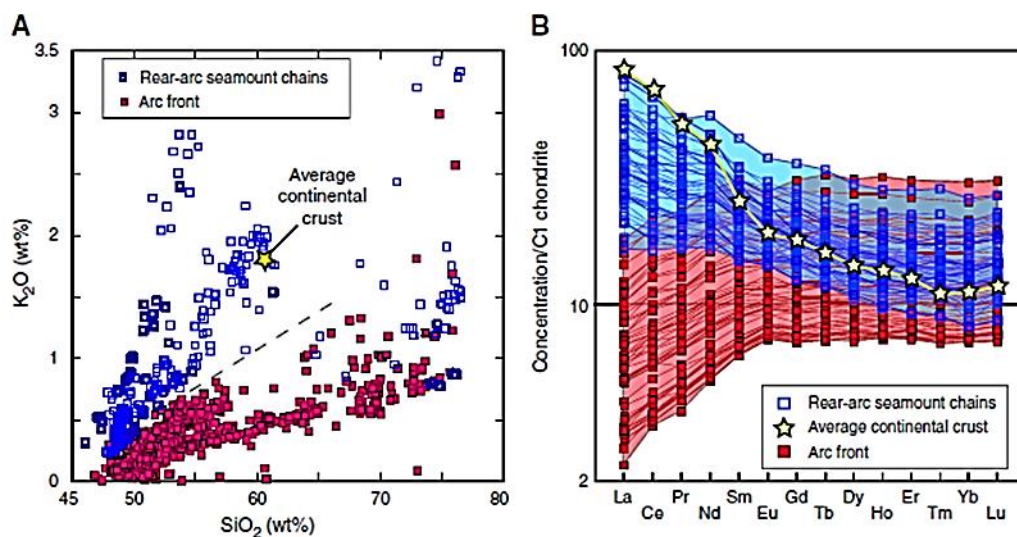


Рис. 3. 23. А. K₂O - SiO₂ дуги Идзу фронтальных лав (Oshima, Miyakejima, Mikurajima, Hachijojima, Aogashima, Myojin Knoll, Sumisu, and Torishima), сопоставленных с лавами цепи тыловых симаунтов (Kan'ei, Manji, Enro, Genroku, and Horeki). Средняя континентальная кора по Rudnick and Gao (2004). Условные обозначения верху слева: цепи тыловых симаунтов. Желтая звездочка на диаграмме - средняя континентальная кора. В. РЗЭ фронтальных лав дуги Идзу, сопоставленных с лавами цепи тыловых симаунтов. На обеих диаграммах А и В, вулканиты цепи тыловых симаунтов подобны средней континентальной коре. Условные обозначения внизу: цепи тыловых симаунтов; средняя континентальная кора, фронтальная дуга.

Скв. U 1437 вскрыла разрез в интервале 0-1806,5 м. Разрез представлен преимущественно туфогенными илами/аргиллитами с прослоями вулканокластических слоев. Неконсолидированные осадки туфогенные илы с подчиненными интервалами мафических пеплов; в то время как консолидированные осадки сложены, варьирующими пропорциями туфогенных аргиллитов, туфов, лапиллиевых туфов, туфобрекчий и вулканических брекчий. В разрезе выделены 7 пачек. Верхние 1300 м скважины представлены тремя пачками туфогенных илов, аргиллитов с прослоями вулканокластических интервалов (пачки 1, 3, 5) и двумя пачками с доминирующими вулканокластическими интервалами (пачки 2,4). Вулканокластические слои становятся доминирующими и обломки крупнее в нижних 500 м (пачки 6,7). Пачка 6 интродуцирована риолит-дацитовым потоком (1,2 м), обозначающими начало вулканического основания. Магматическое тело основания мощностью 1,21 м образовано внутри пачки 6. Нижний контакт тела – пеперитовый – лапиллиевый туф с апофизами, позволяет предполагать, что лапиллиевый туф не был консолидирован, когда происходило становление магматического тела – кварц-амфибол-полевошпат-порфириового риолита-дацита. Авторы считают, что седиментация, в районе скважины, сопровождала синхронные проксимальные и дистальные вулканические события, отлагавшие пепел. Древнейшие породы скважины 9 млн. лет. Мощные мономиктовые андезитовые лапиллиевые туфы и брекчии пачки 7 интерпретируются как гиалокластические отложения. Обломки и матрикс, возможно, отлагались очень близко от вулканического источника, возможно, от субмаринных андезитовых лав или неглубинных интрузий.

Андезитовый вулканизм проявлен около 9 млн лет так же, как и отложение, доминирующих полимиктовых лапиллиевой размерности вулканокластиков и гемипелагических осадков (пачка 6). Вулканические пачки, возможно, транспортировались и отлагались из гравитационных – плотностных течений, несущих детритус от симаунтов окружавших бассейн. В пачку 6 интродировали кварц-порфировые риолит-дацитовые массы, датированные возрастом 13,6 млн лет. Продолжалось отложение преимущественно туфогенных аргиллитов, прерывавшиеся образованием гравитационных течений (пачка 4). Редкие фрагменты раковин в пачке 4 предполагают существование, недалеко расположенных островов во время 6,2-7,5 млн лет. Эти течения отлагали только грубозернистые туфы и полимиктовые брекчии, формировавшиеся на склонах, ограничивающих бассейны, симаунтов. В интервале 6,2-5,3 млн лет гемипелагическая седиментация преобладала в первой половине пачки 3 (5,3-4,4 млн лет). Интенсивность вулканизма снизилась, что отражено в тонких слоях туфов; – вулканический пепел отлагался в смеси с гемипелагическими илами. В верхней части пачки 3 субмаринные обломочные потоки, частично дезинтегрированные оползневыми движениями, формировали обломочные отложения – продукты обломочных потоков от проксимальных субмаринных вулканов. Гемипелагическая седиментация резко сменилась периодом эксплозионного вулканизма – 4. 3 млн лет – отложением, обогащенных пемзой, туфов, лапиллиевых туфов и лапиллиестоунов (пачка 2). Вулканизм резко прекратился с возвращением доминирующей гемипелагической седиментации, которая временами прерывалась пепловыми проксимальными, медиальными и дистальными вулканическими интервалами (пачка 1). Выделяются три периода вулканической активности 2,0-2,2; 3,1-3,2 и 4,3-4,7 млн лет; уменьшение вулканической активности в плиоцене-квартере – 1,8 млн лет и уменьшение скорости седиментации 205 до 118 м/млн лет.

Рейс 351. Идзу-Бонинская дуга. Бассейн Амами-Санкаку. **Скв. U1438** размещена в бассейне Амами-Синкаку в менее чем в 100 км от северного окончания хребта Кюсю Палау, – эоцен – аргиллиты с радиоляриями, туфогенные аргиллиты, туфогенные песчаники и брекчия – конгломераты. В верхней части разреза – аргиллиты, в средней и нижней – преобладают средне-крупнозернистые песчаники и брекчия – конгломераты, сменяющиеся в основании, в контакте с вулканитами темно-красными – 4 м – аргиллитами и песчаниками. В разрезе пачки 4 выделены в керне три пачки изверженных пород с фенокристаллами клинопироксена, в основной массе девитрифицированного стекла, состоящей из пироксена и плагиоклаза. Породы по составу отнесены к высоко натриевым базальтовым андезитам и отнесены к локальным интрузиям – силлам или дайкам и, считаются более молодыми, чем базальты основания. Базальты основания – 149,9 м – эоцен (?) через обломочный контакт с коричневым полосчатым аргиллитом подстилается окисленными базальтовыми породами. Пачка сложена миндалекаменными микрозернистыми афировыми и реже порфировыми базальтами с фенокристами оливина, пироксена и плагиоклаза размером до 3 мм в полнокристаллической, существенно, плагиоклазовой – микролитовой основной массе, пятнисто замещенной оксидами. Изменения в базальтах – сильные и уменьшаются в основании скважины. Структуры базальтов – вариолитовые, сферулитовые. Фенокристы плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита, оливина с включениями красноватой шпинели.

Рейс 352. Идзу-Бонинская дуга. Преддуговая часть. **Скв. U1442** Изверженные породы основания в верхней части представлены обогащенной марганцем осадочным слоем. Верхняя часть сложена также брекчией – подводный коллювий. Оба разреза в скважине содержат разломные зоны с катаклазитами. В разрезе выделяются четыре изверженные пачки. Все литологические пачки скважины представлены бонинитами. HSB – высококремнистые бониниты характеризуются фенокристами ортопироксена, (энстатита или клиноэнстатита) или оливина, иглочками ортопироксена и авгита. Для них характерно высокое содержание хрома и низкое – титана в основной массе.

LSB – низкокремнистые бониниты содержат, в основной массе, авгит и немного фенокристаллов авгита (в ядре есть или нет ортопироксена). Пачки, выделенные в составе разреза, представлены резким изменением петрохимических характеристик, состава фенокристаллов и основной массы. Выделенные субпачки представлены изменениями в эруптивной природе – от гиалокластитов до подушечных лав или массивных лав.

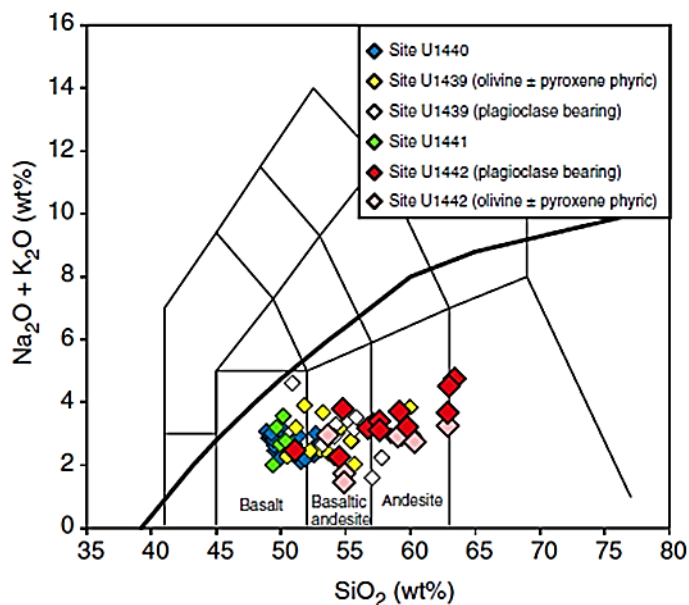


Рис. 3. 24. Химический состав вулканитов рейса 352.

Вулканизм плато, поднятий, гайотов.

Рейс 33. Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана.

Скв. 315. Надбазальтовая пачка – кампан- сантон – базальные аргиллиты и вулканокластические осадки. Темно красно-коричневые железистые и голубовато-зеленые кремнистые аргиллиты с прослоями слоистых вулканокластических песков. На глубине 996 м они подстилаются базальтами. Пески возраста, возможно, сантон или древнее фиксируют время эрозии вулканических построек острова Фаннинг. Переотложенные скелетные мелководные обломки включают крупные фораминиферы, бриоза, рудисты, известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста из чего следует, что рост рифовых банок на вулканических постройках острова Фаннинг происходил после прекращения вулканизма. Базальты имеют четкий контакт с перекрывающими красными косослоистыми аргиллитами. Эти железистые аргиллиты содержат продукты выветривания базальтов. Потоки, возможно, щелочных базальтов имеют афанитовые, высоко измененные зоны мощностью 1-15 см, разделяющие отдельные потоки. Базальты миндалекаменные (1-10% миндалин). Эти базальты по составу и строению аналогичны базальтам вулканокластических песчаников. Присутствие миндалин во всех потоках указывает на меньшую глубину формирования, чем та, на которой базальты залегают сейчас. В статье Е. Джексона, К. Бергера и др. (Everett D. Jackson, Keith E. Bargar) в томе того же рейса 33 «Петрология базальтов, вскрытых бурением в рейсе 33» рассматриваются сведения, полученные по итогам изучения керн базальтов, вскрытых скважинами. Шесть потоков базальтов, чередующихся с осадочными породами, были вскрыты в скв. 315А, размещенной вблизи острова Фаннинг. Десять потоков вскрыты в скв. 317А, размещенной на поднятии плато Манихики. Базальты сильно изменены – монтмориллонит и кальцит, но сохранили их текстуру, минералогию и распределение главных и примесных элементов, и эти базальты, подобны базальтам океанических островов, промежуточны по составу между гавайскими толеитами и щелочными базальтами. Эти базальты менее щелочные, чем амфибол содержащие базальты, выбуренные севернее островов Лайн в рейсе 17, которые близки к постэрозионным Гавайским базанитам и нефелинитам, что свидетельствует о близости базальтов цепи Лайн к базальтам Гавайской цепи.

Базальты, выбуренные в скв. 317 отличаются от базальтов скв. 315А. Они менее изменены – их структуры и минералогия, и состав близок к толеитам океанических хребтов и близки к базальтам плато Онтонг-Джава, выбуренным в рейсе 30, что противоречит предположению о принадлежности плато к погруженным микроконтинентам. Базальты извергались на глубинах менее 400 м или субаэрально, что означает, что плато Манихики погрузилось на глубины между 3000 и 3500 в течение последних 110-120 млн лет. Гальки базальтов северо-западной части цепи Туамоту также принадлежат к типу базальтов океанических островов

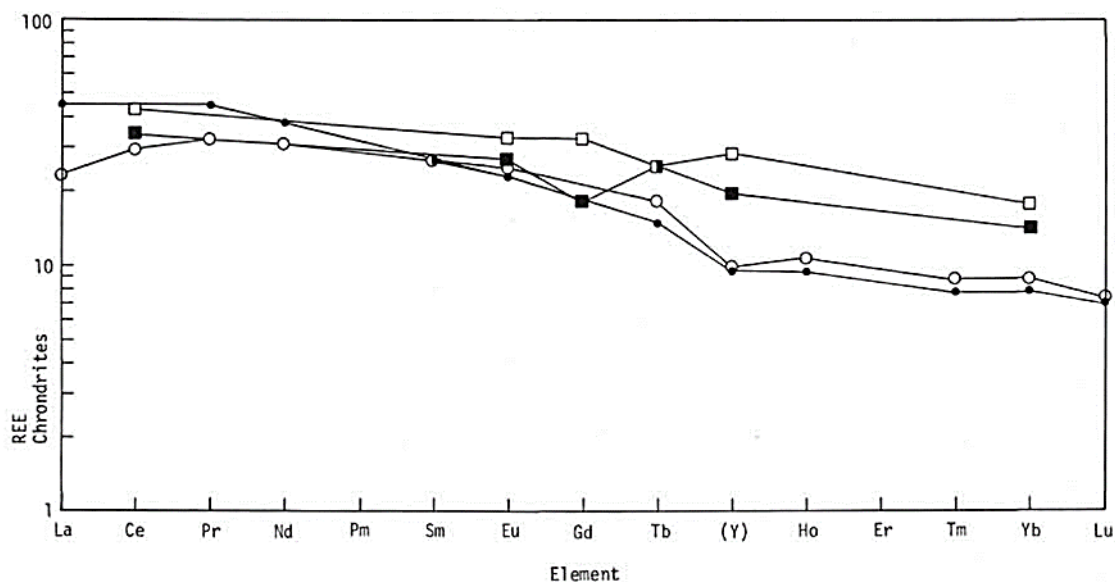


Рис. 3. 25. РЭЭ в базальтах Гавайев в сопоставлении с базальтами скв. 315А. Залитые кружки – средние гавайские щелочные базальты, не залитые кружки – средние гавайские толеиты; открытые квадраты – образцы скв. 315 с высоким содержанием Eu; и залитые квадраты – образцы скв. 315 – наиболее низким содержанием Eu.

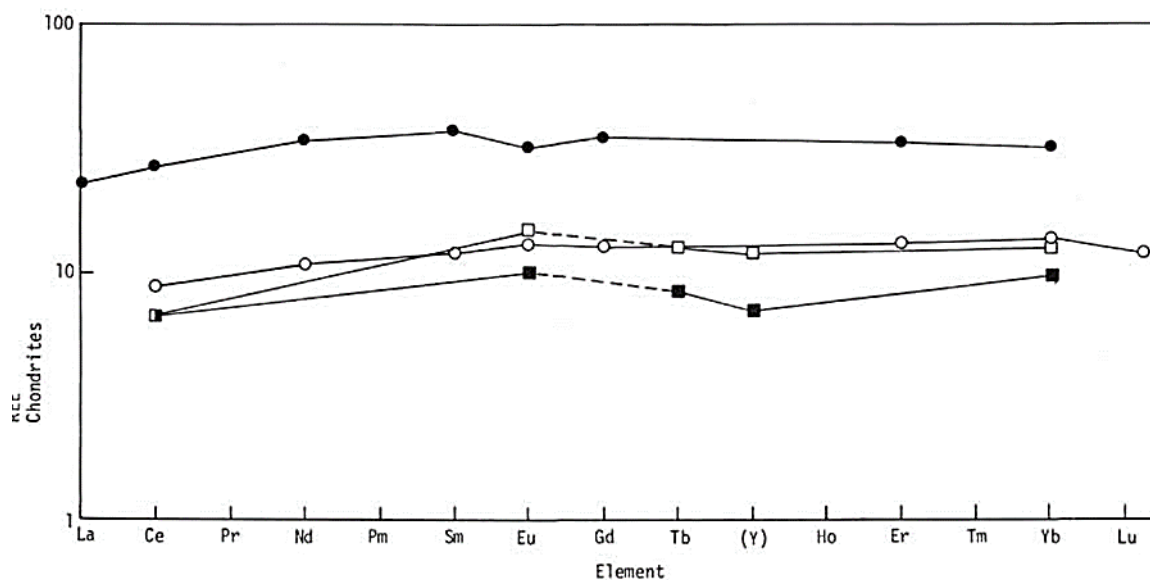


Рис. 3. 26. РЭЭ в базальтах океанических хребтов в сопоставлении с базальтами скв. 317. Залитые кружки – базальты хр. Хуан де Фука, открытые кружки – базальты рейса 6 скв. 54, открытые квадраты- базальты скв. 317 с наиболее высоким содержанием Eu.

Вулканические породы, драгированные с вершин симаунтов цепи островов Лайн и из скважин, пробуренных по их флангам показывают, что рассматриваемый регион характеризуется исключительным петрологическим разнообразием. Толеиты и щелочные базальты были обнаружены в драгированном материале, представленном широким спектром щелочных дифференциатов, включающим кварцевые трахиты и фонолиты. Четыре места драгирования на симаунтах обнаружили калиевые нефелиниты не похожие на другие вулканиты

океанских бассейнов. Эти породы включают амфиболовые и биотитсодержащие разновидности, некоторые из которых лейцитнормативны. Такие лавы подобны калиевым мафическим лавам западных африканских рифтов. Они характеризуются высокими отношениями K_2O/Na_2O , чем типичные постэрозионные лавы цепей Гавайев и Самоа. Они также содержат амфибол, авгит и биотит – авгитовые ксенолиты, подобные включениям, обнаруженным в африканских лавках

Выделены два тектонических тренда доминирующих в островной цепи Лайн - серия хребтов север, северо-запад, отвечающая главному направлению цепи Лайн и широкий пояс тренда запад, северо-запад. Эти кросстренды присутствуют в западной и северной частях Центрально-Тихоокеанского бассейна. Калиевые мафические лавы, подобные открытым в цепи Лайн, драгированы из гайотов симаунита Вейк. Два участка в цепи Лайн, из которых были драгированы калиевые нефелиниты являются частью кросстренда. Присутствие калиевых нефелинитов на Вейке и возвышенностях Лайн позволяет считать, что они являются частью провинции структурно ограниченной кросстрендом. Батиметрические и тектонические данные позволяют датировать кросстренд – возрастом 80-105 млн лет и считать, что он является частью центрально тихоокеанской рифтовой системы, образованной только ограниченным расширением коры. Размещение таких пород позволяет интерпретировать калиевые нефелиниты как образованные только там, где проявлены медленные тензиональные движения, подобные движениям в рифтах восточной Африки. Вулканизм внутри областей кросстренда в основном щелочной и это не согласуется с существованием спредингового центра, а предпочтительно связать что? с существованием мозаики сквозькорых трещин. Вулканизм в пределах кросстрендов должен быть, главным образом, щелочным. Северное окончание главного тренда Лайн – север-северо-запад с возрастом 128 млн лет, где драгированы трахиты и фонолиты. Время южной части этого тренда не известно. Калиевые нефелиниты, возможно, ограничены кросстрендом. Критические параметры такие как $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 , нормативный нефелин и K/Rb показывают, что от среднекалиевых к высококалиевым дифференциаты распространены на обоих концах тренда и, что амфибол и флогопит могут быть важной фазой в мантийном источнике регионов первичных лав в обеих системах вулканических хребтов.

Таким образом, формирование калиевых нефелинитов предпочтительно происходит в условиях широкого увеличения геотермического градиента, ассоциированного с рифтовыми долинами. Если совместить с положением о перемещении тихоокеанской плиты над горячей точкой и аномальным плавлением, то горячая точка должна быть значительно слабее чем та, что производит базальты океанических островов, подобно Гавайям. Более похоже на то, что увеличение площади регионального коробления, растрескивания и вулканизма невозможно сконструировать с помощью горячей точки и более предпочтительна версия рифтовой зоны Восточной Африки

Рейс 62. Центральная часть Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик), Скв. 465. Поднятие Хесса, южная часть. Трахиты брекчированы в верхней части пачки, а фрагменты трахита сцементированы кальцитом и доломитом. Трахиты в брекчии вблизи верхней части пачки 3 отчетливо хорошо округлены и обычно плавают в карбонатном цементе. С глубиной обломки трахитов становятся более угловатыми. Количество карбонатного цемента уменьшается, и он затем только заполняет трещины в трахите на глубине 429 м, обычные трахитовые брекчии сменяются миндалекаменным трахитом пачки 3. В дальнейшем при описании трахитов в брекчии отмечается их высокая измененность. Основной вторичный минерал, почти нацело замещающий обломки миндалекаменных трахитов в брекчии – смектит. Глубоко выветрелый трахит и трахитовая брекчия, цементируемая кальцитом, подстилают осадочную пачку скв. 465. Трахитовая брекчия составляет верхние 17 м, остальные 47 м – трахиты. Трахиты – миндалекаменные. Предполагается мелководное субаэральной остывание трахитов, отложение пепла временными течениями, высокое содержание органического материала, многочисленные обломки моллюсков. Седиментация в альбе происходила в мелководных условиях. Несомненно,

часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом седиментации позднего альба. Скв. 466. Присутствие базальтовой гальки в нанофоссильных илах и кремнях показывает, что формирование тектонического поднятия и, или вулканизм, происходили в позднем мелу или в раннетретичное время. Главные события мелового вулканизма – баррем-апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288,289) в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет, но возможно, что вулканизм был связан во времени и пространстве. Важно также отметить вулканическое событие, зафиксированное в виде вулканогенных осадков в сантоне-маастрихте в восточной части гор Мид-Пасифик и гайота Горизон в островной цепи Лайн. Поднятие Хесса разделяется на три физиографические или морфологические провинции: северное поднятие Хесса, центральная платформа и южное поднятие Хесса которое подразделяется на западный хребет, банку Меллиш и восточный хребет. Эти поднятия разделены разломами, которые внутри поднятий разграничивают их на грабены и горсты, а также на западный и южный разломные эскарпы. Изверженные породы представлены толеитовыми базальтами в северном поднятии (скв. 464) и трахитами (скв. 465) – в южном поднятии. Трахиты извергались в мелководных или субаэральных условиях и представляют поздние дифференциаты щелочно-базальтового расплава. Геохимически толеиты подобны трахитам, позднестадийных извержений многих океанических островов. Обломки щелочных базальтов в верхнемеловых известковистых илах скв. 466, возможно, являются отражением позднемеловых – раннетретичных тектонических событий, которые вывели древнюю кору выше уровня моря, и могли способствовать эрозии альтернативной вулканизму, который мог строить острова. Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано внутриплитными вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Свидетельством проявления поздних стадий вулканизма является присутствие трахитовых пеплов в средне - позднемеловых отложениях и присутствие гайотов, венчающих главные вулканические постройки. Палеорекострукции этого региона по данным бурения скв. 463 позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины.

Рейс 130. Плато Онтонг-Джава. Скв. 807 С- – апт-альб – базальтовое основание пробурено на протяжении 149. 7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами - подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт?) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Изменения преимущественно связаны с жилками (~ 5 мм), заполненными глинами или кальцитом. Некоторые более мощные жилы (до 7 см) коричневых глин и гидроокислов железа, подобные, но меньшей мощности, присутствуют практически повсеместно. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия.

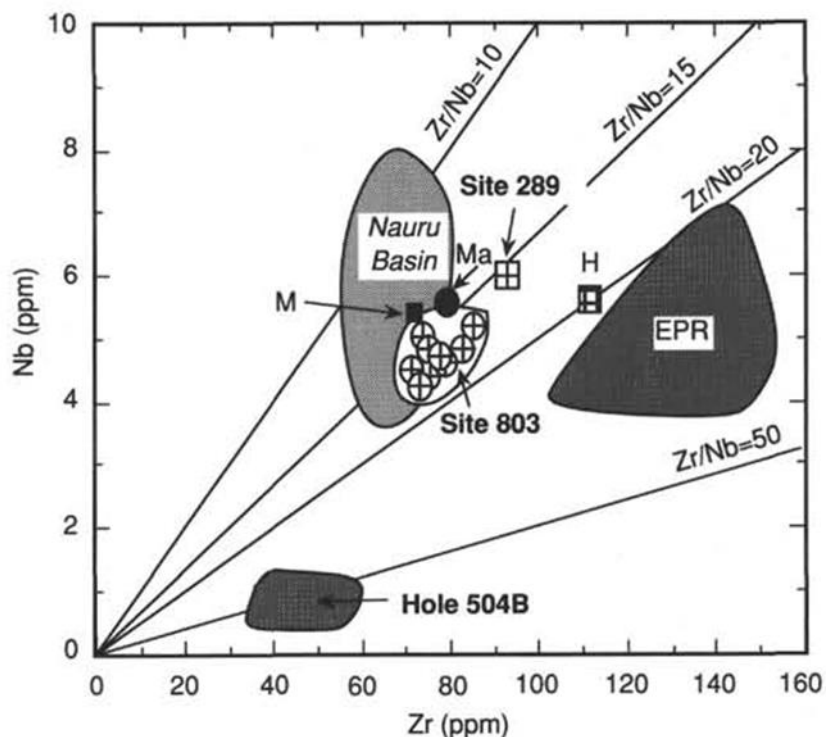


Рис. 3. 27. Диаграмма в координатах Zr/Nb для толеитов скв. 803. Для сопоставления приведено Восточно-тихоокеанское поднятие (EPR). Скв. 504 – рифт Коста-Рика и бассейн Науру. Среднее для лав плато Маникик «М», а также для базальтов поднятия Хесса «Н».

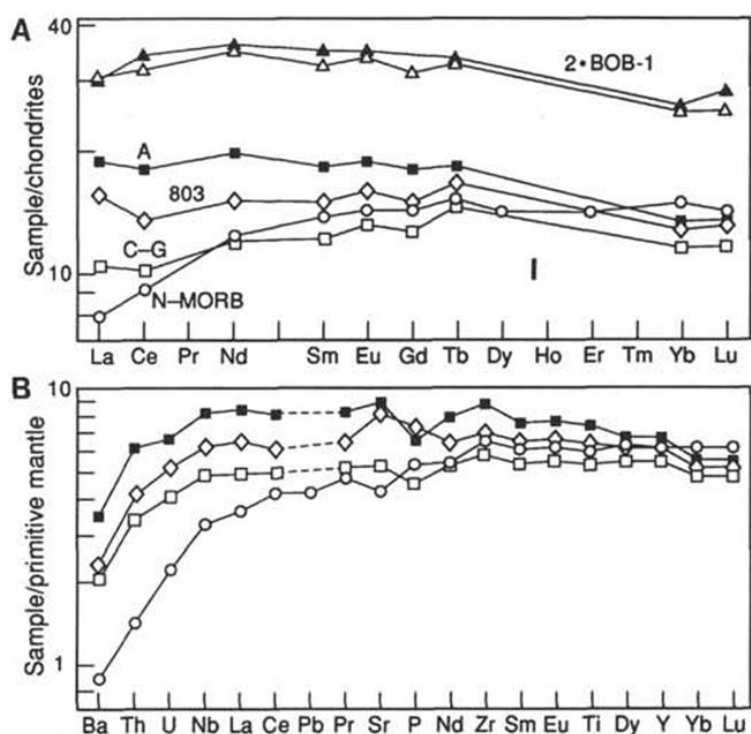


Рис. 3. 28 А. РЗЭ базальтов скв. 803 (открытые ромбы), скв. 807 – пачка, а – залитые квадраты и пачек С-Г – открытые квадраты. Все базальты рейса 130 слабо обогащены легкими РЗЭ, по сравнению с нормальными MORB (открытые кружки). Показаны также измеренные (открытые треугольники) и рекомендованные (залитые треугольники) для стандартных BOB-1. В. Средние нормализованные по примитивной мантии элементы скв. 803 и пачек С-Г.

Базальты основания плато Онтонг-Джава – толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были найдены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают ограниченный диапазон несовместимого элемента и изотопическую вариацию, но небольшие различия очевидны между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков в скв.

807 – ^{40}Ar - ^{39}Ar . Возраст лавы скв. 807 и скв 286 глубоководного бурения неразличим в отношении раннего апта, среднее значение 122 млн лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), что указывает на то, что платообразующий вулканизм закончился более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато. Изотопы Pb-Nd-Sr лав скв. 289, 803 и 807, а также лав южной Малаита, соответствуют источнику с параметрами $\epsilon\text{Nd}(T)$ = от +4,0 до +6,3, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ = 0,70423-0,70339 и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ = 18. 245-18,709 и обладающему последовательно большим $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для данного $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем тихоокеанские с MORB. Очень высокий уровень плавления и отсутствие заметных изменений возраста лучше всего объяснить, тем, что основная часть плато была построена быстро. По крайней мере, вулканизм продолжался на плато в течение 30 млн. лет или больше.

Рейс 143. Гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана, Горы Мид-Пасифик. Скв. 866, 866А. Скв. 866 пробурена на северном окончании гайота Резолюши в поднятии Мид-Пасифик. Изверженное основание пробурено на 123,6 м с выходом керна 37 %, представлено последовательностью субаэральных потоков, разделенных обломочными и глинистыми интервалами. Контакт с вышележащими породами выражен появлением обломочного материала измененных базальтов в карбонатных породах (обломки ~ 2 см). Этот горизонт подстилается обломочным (rubbly) горизонтом, состоящим из полностью измененных базальтов, смешанных с красной глиной. Вулканическое основание представлено 125 м лавовых потоков внутри базальтовых обломочных интервалов. Мощность потоков – от 4 до 26 м. Лавовые потоки от средне- до сильно измененных миндалекаменных базальтов. Внутри базальтовых горизонтов присутствуют:

- 1 – брекчии угловатых и субугловатых фрагментов миндалекаменных базальтов – высоко- и полностью измененных;
- 2 – матриksom брекчий – красными глинами, темно-красно-коричневыми песчанистыми глинами или корами выветривания (soil);
- 3 – в некоторых местах красные глины образуют сплошные горизонты;
- 4 – трещины в вулканических брекчиях заполнены глиной.

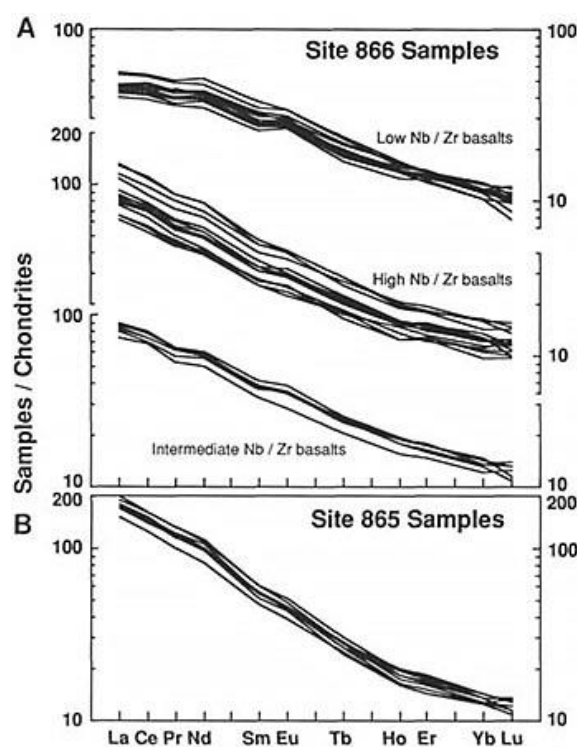


Рис. 3. 29. РЗЭ в базальтах скв. 866, 865.

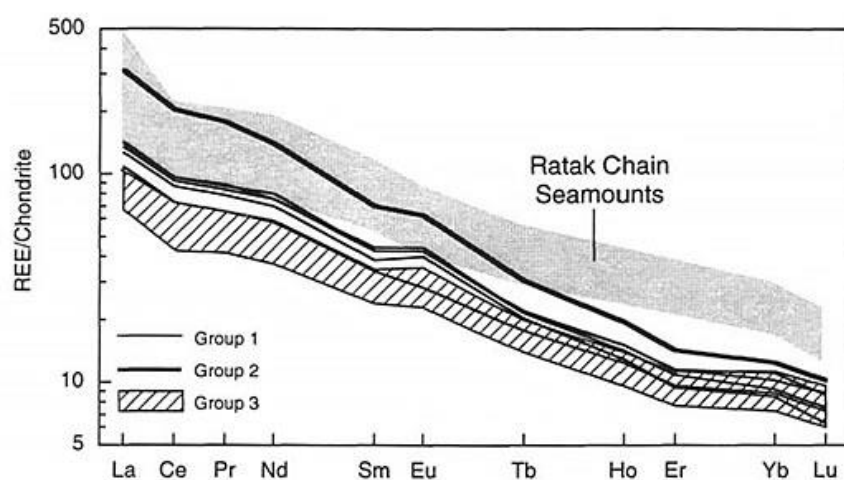


Рис. 3. 30. РЗЭ в обломках лав скв. 869. Для сопоставления показано (серое) РЗЭ лав Маршалловых островов – симаунты цепи Ратак.

Меж базальтовые горизонты представляют собой породы, сформировавшиеся в периоды обнажения и выветривания. Коры выветривания (soil) могут развиваться на поверхности потоков в виде красных глин – такие поверхности относятся к болам (boles). Органический материал может присутствовать в них, но, в случаях его отсутствия, выветривание может представлять собой латеритной корой выветривания.

Результаты бурения на гайотах Резолюшн и Аллисон гор Мид-Пасифик задокументировали длительную историю вулканизма, проседания и накопления готерив-альбских мелководных карбонатных отложений. Воздымание в среднем мелу завершилось последующим проседанием и накоплением пелагических осадков. Основание гайота Резолюшн представлено субаэральными потоками щелочных базальтов. Перекрывающие их мелководные осадки имеют мощность 1620 м. Осадки скв. 866 в 2 км от края платформы отлагались, в мелководных до промежуточных глубин, с чередующимися субаэральными обнажениями. В скв. 867 0,5 км от края платформы пляжные и штормовые отложения обычны и в скв. 868 0,9 км от края – губки и рудисты в жизненных позициях обитания показывают условия края платформы.

В пределах гайота Аллисон щелочные базальты вскрыты в основании скв. 865А. Сейсмические данные показывают, что осадки мощностью 600 м перекрывают базальты. Осадки основания датируются альбом. Вышележащие глинистые известняки отлагались в спокойных условиях. Далее вверх по разрезу глины исчезают, отражая погружение вулканических холмов и проседание симаунтов. Выше отлагались серии ракушняка в суб- и интраприливных условиях.

Петрография, минералогия и геохимия 11 базальтовых кластеров и 12 гиалокластитов из вулканокластических осадков, описаны в скв. 869. Радиометрические даты показывают, что базальтовые обломки имеют сеноманский возраст (94-96 млн лет), что представляет их наиболее ранними изверженными образцами атолла Pikiini или Wodejebato Guyot.

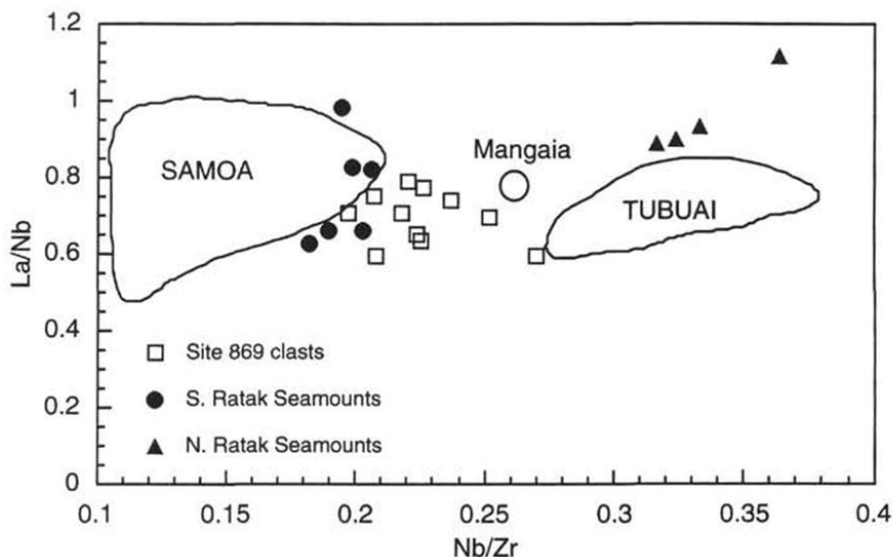


Рис. 3. 31. Геохимические характеристики обломков из скв. 869 в соотношении с характеристиками симаунтов Ратак. Из диаграммы следует, что обломочная фракция скв. 869 располагается в поле параметров близких к базальтам Манагаи.

Обломки – это все гипокристаллические порфиновые базальты и делятся на три группы, основанные на их вкрапленниках, и текстурных характеристик. Гиалокластиты состоят из обрывков стекла, фрагментов минералов и литических фрагментов в матрице из цеолитных минералов. Минеральные составы типичны для фаз, кристаллизующихся от умеренно до умеренно щелочных расплавов. Кластеры имеют высокие несовместимые концентрации элементов и легкие редкоземельные элементы, характерные для щелочных островных базальтов (ОИВ). Кажется, что эти породы контролируются как вариациями степени частичного плавления, так и

изменениями состава мантийного источника. Соотношения микроэлементов в кластерах, особенно Nb/Zr, позволяют предположить, что мантийный источник обломков был гетерогенным, с составами близкими от Самоа до Тубуайи – (т.е. от EMU в HIMU). Этот тип изменения источника мантии согласуется с изотопными данными скв 869. Палеонтологические и радиометрические данные о возрасте свидетельствуют о том, что вулканизм в Пикинни / Водеджебато произошел в течение двух основных этапов. Базальты скв. 869 являются продуктами первой щитовой стадии вулканизма. Можно предположить, что базальты щитовой стадии гайотов Пикинни и Водеджебато представлены слабо умеренно щелочными лавами.

В скв. 866 (гайот Резолюшн) вулканический фундамент (<128 млн. лет) состоит из серии субаэральных потоков лавы, разделенных глинистыми (богатыми железом смектитом) интервалами. Лавы можно разделить на основные группы: петрографические и геохимические.

Самая низкая в разрезе скважины группа (> 1727 м) является пикритовой и щелочной (высокие Nb/Ti и Nb/Zr). Средняя в разрезе группа (1673-1727 м), с мегакристами и вкрапленниками плагиоклаза, оливина и клинопироксена, является более заметно щелочной. Верхняя группа (выше 1673 м) включает базальты, богатые плагиоклазом, и более толеитовые (более низкие Nb/Ti, Zr/Ti, и более плоское распределение редкоземельных элементов). Становление базальтов гайота Аллисон, вероятно, возникло в регионе интенсивного вулканизма горячей точки, называемой SOPITA.

Рейс 144. Атоллы и гайоты северо-запада Тихого океана. Программа бурения была ориентирована на изучение подводных гор и атоллов в северо-западной части Тихого океана. Большинство подводных гор являются гайотами и имеют плоскую вершину. Гайоты могут быть ориентированы – сгруппированы в цепи – или располагаться изолированно без определенной ориентированности. Атоллы в Тихоокеанском бассейне в ряде мест погружены на глубины от 1 до 2 км. В ходе программы ODP были пробурены скважины от **871-877**, расположенные на ряде гайотов северо-западной части Тихого океана. Рассматриваются разрезы скважин, особое внимание обращено на базальты основания разреза, перекрывающие их глины и вышележащие отложения «карбонатной платформы». Основные результаты бурения:

- базальты в основании разреза изменены, подверглись субаэральному выветриванию в тропических условиях;
- глины, перекрывающие базальты – красноватые, буро-коричневые, являются продуктами выветривания базальтов и содержат в ряде случаев реликты (скелетные) базальтов, в преобладающем большинстве миндалекаменных, формировавшихся в субаэральных условиях;
- выше глин располагаются карбонатные илы, фиксирующие резкую смену субаэральных условий осадконакопления – морскими мелководными и далее пелагическими кремнистыми илами, формировавшимися в глубоководных, пелагических условиях.

Скв. 871 – гайот Лималек на юге Маршалловых островов. На глубине 435-459 м вскрыт горизонт глин с реликтами обломков выветрелых базальтов (корки выветривания и нацело измененные – выветрелые базальты). По мере увеличения глубины вскрытия степень изменений возрастает, достигая максимума в основании разреза горизонта глин и аргиллитов, перекрывающих измененные (выветрелые) базальты. Отмечено, что нижняя часть разреза – аргиллиты – определяются как образованные in-situ в условиях тропического выветривания базальтов. Надбазальтовая пачка – глины неопределенного возраста с различными текстурами и содержанием литокластов. Базальтовые гальки в основании пачки. Ниже по разрезу – переслаивающиеся вулканогенные песчаники и базальтовые брекчии, а также потоки нефелинсодержащих базальтов. Скв. 874 пробурена в северном окончании гайота Воджейбато. Выветрелые базальты перекрываются глинами и аргиллитами, мощностью 14,9 м.

В аргиллитах сохраняются реликты базальтов с миндалекаменной текстурой. В нижней части разреза горизонта красных и бурых аргиллитов также присутствуют реликты подстилающих базальтов. Авторы считают, что пачка глин и аргиллитов – отчетливо проявленный мощный горизонт наземного профиля выветривания, сформированного на базальтах. Скв. 877 пробурена в пределах того же гайота. Надбазальтовая пачка 3 – (интервал 183-186 м) – поздний кампан – глинистые известняки, красно-коричневые глины, аргиллитовая брекчия. Аргиллитовые известняки содержат фрагменты тонко раковинных моллюсков, бентических фораминифер и известковистых нанофоссилий поздне кампанского возраста в ассоциации с переработанной сеноманской фауной. Черные глины богаты остатками наземных растений. Обломки базальтов присутствуют в нижней части пачки. Скважиной вскрыты 76 см базальтовой брекчии (выветрелые базальты), выше которых залегает горизонт (пачка) – 4,3 м аргиллитов с отчетливыми реликтами базальтов подстилающей брекчии. Аргиллиты сформированы in-situ в условиях субаэрального выветривания, развитого по субстрату базальтовой брекчии. Скв. 878 пробурена на глубине 1323 м на гайоте Массачусетского Технологического института (МТИ). Выше контакта с выветрелыми базальтами залегает горизонт красно-желтых песчаников (1,4 м), выветрелых и пористых (15-30 %). Базальты, подстилающие песчаники, полностью изменены и превращены в розовые аргиллиты с жилами гидроокислов железа. Базальты содержат прослойки базальтовых брекчий, туфов. Аргиллиты рассматриваются как горизонты наземного выветривания базальтов. В разрезе выделяется 3 периода субаэрального вулканизма (24 потока), разделяемых периодами формирования аргиллитов кор выветривания. Каждый поток покрыт корой выветрелых базальтов – 50 см – представленной мягкими пестроцветными породами. – потоки щелочных базальтов и брекчий верхних частей потоков древнее, чем ранний апт. Выделены 24 лавовых потока, три пачки вулканокластических пород и два горизонта выветривания. Другие пачки – базальтовые брекчии и в них – интервалы фрагментированного и измененного материала. Почти все лавовые потоки имеют хорошо выраженную миндалекаменную или брекчированную поверхность, которые сменяются вниз массивным базальтом. Верхние части потоков красноватые или пурпурные и представлены глиной. Лавы – щелочные базальты – базаниты, щелочные оливиновые базальты и гавайиты. Пачки 4 и 9 – измененные туфы с плохо отсортированными разновидностями миндалекаменных и массивных базальтов и неопределимым цементом базальтов. Пачка 31 мощностью 15,5 м – высокоизмененный витрический туф, с угловатыми обломками стекловатых высоко миндалекаменных базальтов. Верхние 7,5 м пачки 31 нацело изменены – превращены в глину красного цвета. М. А. Холмс (M. A. Holms), рассматривая результаты рейса 144 в специальной статье «Педогенные изменения базальтов, вскрытых в течение рейса 144», отмечает, что базальты, формировавшиеся в пределах атоллов и гайотов западной части Тихого океана, были изменены различно – от гидротермальных изменений до субаэрального выветривания с участием метеорных вод в тропических условиях. Субаэральное выветривание изменялось от умеренного до экстремального. Умеренное субаэральное выветривание сопровождается замещением первичных минералов (оливин, пироксен, плагиоклаз) и изменением стекла и афанитового матрикса минералами глин, гетитом и гематитом. Минералы глин – каолинит или коричневый смектит. Вниз по разрезу количество каолинита уменьшается, а смектита – возрастает. Несмотря на изменения, основные структуры и текстуры базальтов сохраняются. Экстремальное субаэральное выветривание сопровождается исчезновением всех первичных минералов, так же, как и потерей первичных структур и текстур. Гидротермальные изменения выражены присутствием анальцима, зональным заполнением миндалин и жилками вторичных минералов. Гидротермальные глины представлены зеленым смектитом, анальцимом и другими цеолитами.

Скважины рейса 144 вскрыли лавы и вулканокластиты из вулканического фундамента пяти северо-западных тихоокеанских гайотов (Лималек-Limalok, Ло-Ен- Lo-En и Воджейбато-Wodejebato в группе

Маршалловых островов, MIT гайот в изолированной вулканической постройке на полпути между Маршалловыми островами и Японией; и Такуйо-Дайсан-Такуйо-Daisan гайот в японской группе симаунтов. Большинство лав подверглись обширным низкотемпературным изменениям, но их петрография, химия минералов и, в некоторых случаях, петрохимия ясно демонстрируют, что почти все имеют щелочную принадлежность и варьируют от высокомагнезиальных базанитов до гавайитов. Единственное исключение – лавы гайота Такуйо-Дайсан, которые являются толеитовыми или переходными по своему характеру. Тектонические реконструкции предполагают, что все подводные горы, исследованные в рейсе 144, возникли в меловое время, как внутриплитные вулканы, обладая признаками присущими области SOPITA (южно-тихоокеанская изотопная и термическая аномалия). Изучение несовместимых микроэлементов, которые не подвержены изменениям в процессах выветривания, показало, что эти элементы являются чрезвычайно однородными в щелочных лавах рейса 144, размещаясь на диаграммах в общем поле современных лав SOPITA и сильно напоминают лавы Таити. Данные рейса 144 не исключают увеличения разнообразия вулканитов во времени.

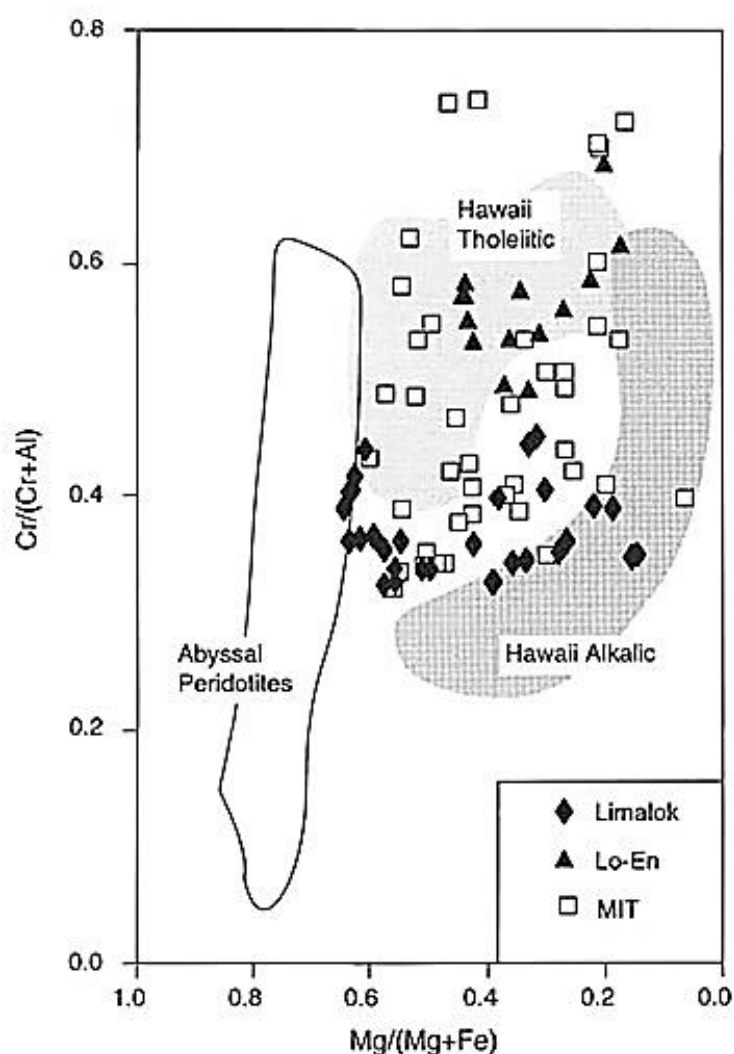


Рис. 3. 32. Петрохимические характеристики шпинелевых фенокритов базальтов гайотов рейса 144 для скважин 871, 874, 878.

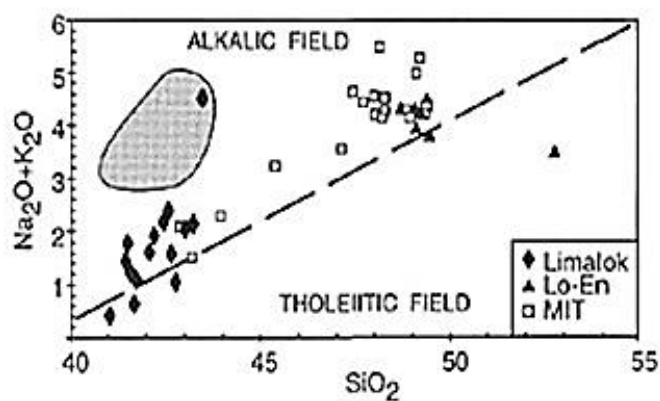
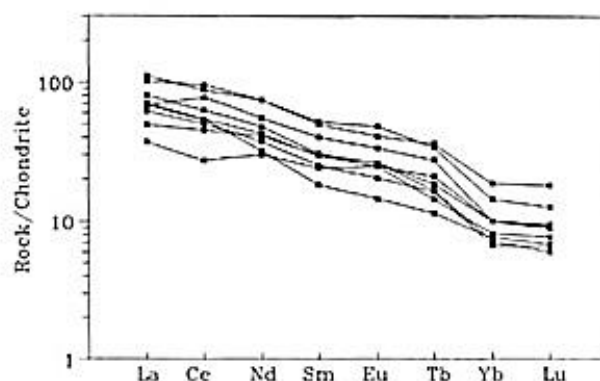


Рис. 3. 34. РЗЭ базальтов гайота Резолюши.



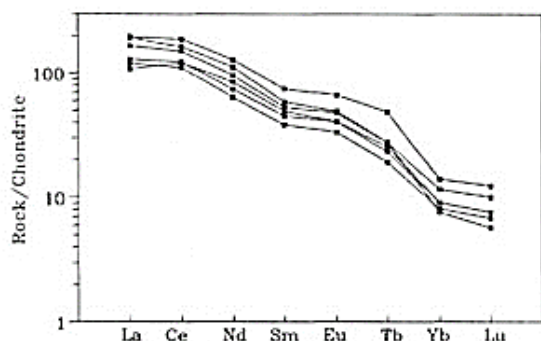


Рис. 3. 35. РЗЭ базальтов гайота Аллисон.

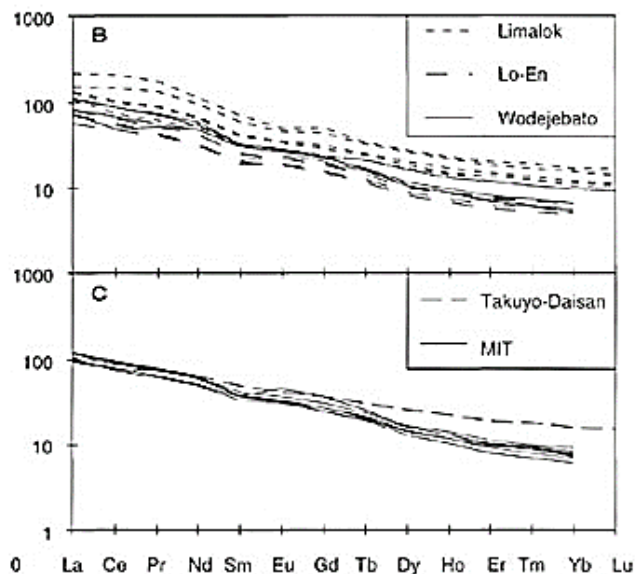


Рис. 3. 36. РЗЭ базальтов гайотов рейса 144.

Разного рода изменения лав, вскрытых бурением в рейсе 144, сделала геохимический анализ минералов привлекательной альтернативой анализу пород. Образцы магматических пород были изучены из гайотов Лямалок, Ло-Ен, Воджейбато, Массачусетского технологического института и Такуйо-Дайсан. Неизменные зерна основной массы, микролиты и вкрапленники оливина, плагиоклаза и клинопироксена в типичных лавах были проанализированы электронным микрозондом для основных элементов, Sr и Ni. Эти данные показывают, что лавы рейса 144, умеренно до очень силикатно-ненасыщенных, относятся к щелочной серии или, в некоторых случаях, к базанитовой серии, определенной на Гавайях. Исключение составляют лавы от Ло-Ен и Takuyo-Daisan гайотов, которые являются более переходными по своей природе. Ионные микрозондовые анализы для редкоземельных элементов, Sr, Cr, Y, V, Ti и Zr, на выбранных микролитах и вкрапленниках клинопироксена, показывают, что (1) микрофенокристы содержат значительно более высокие количества несовместимых элементов, чем вкрапленники из той же лавы, по причине син- и постэруптивного фракционирования; (2) базанитовые лавы гайота Лималек происходили из более обогащенного, исходного материал, чем базанитовые лавы от МИТ гайота; (3) переходные и щелочные ряды лав Ло-Ен, МИТ и Такуйо-Дайсан гайотов содержат вкрапленники с аналогичными концентрациями несовместимых микроэлементов, несмотря на различия в силикатной насыщенности и исходном составе; и (4) по сравнению с другими лавами, большинство щелочных лав гайота Воджейбато содержат вкрапленники с более высокими концентрациями микроэлементов и высокими La / Yb, вероятно, из-за различий в глубине кристаллизации или исходного состава субстрата.

Ультраосновные ксенолиты были обнаружены в лавах Лималек и МИТ гайотов. Электронно-зондовый анализ клинопироксена и ортопироксена из ксенолитов каждого гайота показал, что могут быть выделены ксенолиты типа 1 (мантийный остаток), так и ксенолиты типа 2 (кумуляты). Ксенолиты типа 2 из гайота Лималек являются кумулятивными продуктами дифференциации щелочных расплавов. Те же ксенолиты из гайота МИТ являются кумулятивными продуктами фракционирования толеитовых жидкостей. Ионные микрозондовые анализы показывают, что карбонатитовый метасоматизм мантийного субстрата, возможно, океанической литосферы, наблюдается во всей области SOPITA и в Кергелене повсеместно уже в середине раннего мела – баррем (МИТ гайот – 128 млн. лет).

Изотопные составы Sr, Nd и Pb базальтов пяти меловых гайотов (Лималек, Ло-Ен, Воджейбато, МИТ и Такуйо-Дайсан) в Западно-Тихоокеанской провинции симаунтов (WPSР) указывают, что они возникли из источника геохимически обогащенной мантии. Базальты характеризуются повышенными значениями Pb ($^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18,58-19,80$; $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 15,55-15,68$ и $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 38,68-39,54$) и умеренными значениями Sr ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} = 0,70308-0,70486$) и Nd ($^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = 0,51267-0,51307$). Данные, изученных базальтов меловых гайотов, находятся в пределах общего изотопного диапазона WPSР и аналогичны океаническим базальтам, создаваемых в настоящее время активными горячими точками аномалии южной части Тихого океана (SOPITA). WPSР базальты показывают большую изотопную дисперсию и включают в себя образцы с изотопными метками либо обогащенных мантийных источников (EMI и EMU), или источника мантии с максимумом в $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ и низким $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (HIMU). Эти наблюдения показывают, что WPSР базальтовые породы SOPITA могут быть выплавлены: 1) из одного и того же гетерогенного мантийного источника; 2) либо из источников изотопно отличных и более разнообразных от других

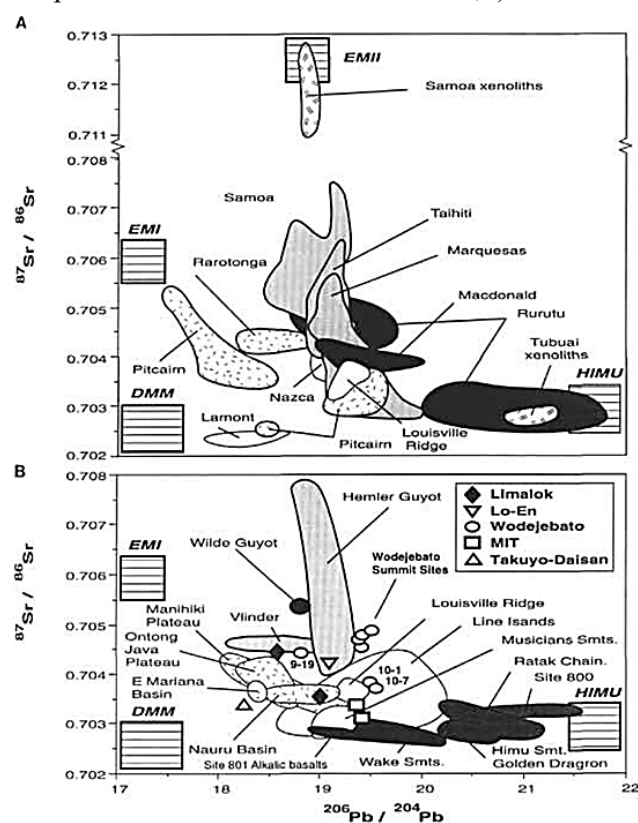


Рис. 3. 37. Изотопная корреляция для базальтов Тихого океана.

океанических и континентальных вулканических регионов, 3) или же из тех, которые произведены путем смешения различных мантийных компонентов. Изотопные данные показывают, что (1) общая изотопная дисперсия является постоянной с течением времени; (2) дисперсии Sr и Nd меньше общей дисперсии для SOPITA и WPSР, тогда как изотопный состав Pb показывают сходные большие отклонения; и (3) изотопный состав SOPITA и, в частности, вулканы Руруту, постепенно менялись за последние 25 млн. лет и происходили из мантийного источника, в котором преобладает мантийный компонент HIMU наряду с источником мантийного типа EM.

Рейс 192. формирование и эволюция плато Онтонг-Джава. Базальты основания плато Онтонг-Джава – толеитовые базальты, которые, по-видимому, регистрируют очень высокие степени частичного плавления, подобно тем, которые были найдены сегодня в окрестностях Исландии. Они показывают ограниченный диапазон несовместимого элемента и изотопическую вариацию, но небольшие различия

очевидны между выбранными участками и между верхней и нижней группами потоков в скв. 807. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст лавы скв. 807 и скв 286 глубоководного бурения неразличимы в отношении раннего апта среднее значение 122 млн лет (как и предварительные данные для острова Малаита на южном краю плато), что указывает на то, что платообразующий вулканизм закончился более или менее одновременно в достаточно удаленных участках плато. Изотопы Pb-Nd-Sr лав скв. 289, 803 и 807, а также лав южной Малаита, соответствуют источнику с параметрами $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ – от +4,0 до +6,3, $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}(\text{T}) = 0,70423-0,70339$ и $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb} = 18,245-18,709$ и обладающему последовательно большим $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ для данного $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, чем тихоокеанские с MORB. Очень высокий уровень плавления и отсутствие заметных изменений возраста лучше всего объяснить, тем, что основная часть плато была построена

Экспедиция 324, Поднятие Шатского, 2009. Базальтовое основание в скв. U1349 представлено сильно измененными породами и перекрыто последовательностью вулканокластических конгломератов, брекчий и песчаников.

Выветрелый, сильно окисленный горизонт в керне 324-U1349А – 6R рассматривается как кора выветривания и является, в связи с этим, прямым свидетельством субаэрального нахождения поднятия Шатского. Свидетельством очень мелководного образования верхних лавовых потоков в скв. U1349 являются межлавовые горизонты оолитовых биокластических известняков. Выше базальтового основания в керне фрагментарно вскрыты (скв. U1350) черные кремни или в других местах известняки, чередующиеся с, незначительными по мощности, потоками лав. Верхний стратиграфический интервал 49 м (выход керна ~20%) представлен преобладающе красными кремнями, илами и порцелланитами (пачка I), ниже которой располагаются песчанистые глины, содержащие гранулы интенсивно выветрелого вулканического материала (пачки II и III). В керне, нарушенном бурением, присутствуют зеленовато-серые вулканокластические песчаники и лапиллестоуны, подобные тем, что отлагаются в турбидитовых потоках. Маломощные прослои красных глин интерпретируются как палеокоры выветривания внутри наиболее глубокой части разреза. В изверженном основании присутствуют тонкие прослои осадков между потоками базальтов. Ниже располагается фрагмент оолитового известняка, предполагаемой мощностью около 6 м. Здесь обнаружены известковистые микрофоссилии, инкрустированные красноватым кремнем с датировками в узком временном интервале: переход средний- поздний альб. Базальты изверженного основания – пачка IV – мощностью ~55 м содержит 25 лавовых потока и с высокой пористостью (40%-75%), и признаками смесимости магм, интенсивными проявлениями красно-коричневых гематитовых изменений. В этих потоках обнаружено 10 выветрелых верхних частей потоков в виде 5-19 см интервалов, интерпретируемых как субаэральные изменения, формирующиеся в промежутке между излияниями последовательных потоков. В этом случае тонкие (~0,3-1,1 м) потоки имеют высокопористые и красные их верхние части, и сохраняют внутри потоков карбонатные осадки. Большинство оолитовых известняков располагаются выше высокопористых частей потоков. В дополнение к субаэральным условиям становления пачки IV, карбонатные прослои фиксируют последовательное мелководное погружение формирующихся лавовых потоков. Ниже пачки IV по разрезу наблюдается переход к брекчии потоков 221,7 м. Эта часть разреза представлена ~29 м ассоциацией массивных пористых лавовых потоков и фрагментированных базальтов. Мощностью от 0,5 до 2 м (пачка V). Гидроокислы железа, вторичный гематит присутствуют в основной массе и определяют красно-коричневый цвет пород в нижней части пачки IV.

В целом, изменения базальтов меняются от сильных до полного. Дополнительно субаэрально выветрелые верхние части потоков установлены в пачке IV. Минералы глин (сапонит, нонтронит, и монтмориллонит) являются преобладающими вторичными минералами пород скв. U1349А, замещают мезостазис, первичные фазы (оливин, плагиоклаз, пироксен), заполняют миндалины и жилки. Кальцит и гематит обычны в пачке IV. Эти минеральные ассоциации обозначают условия субаэрального окислительного тропического выветривания пачки IV. Состав и строение разреза изверженного основания (скв. U1349А) позволяют предполагать субаэральные условия проявления вулканизма (включая паехое лавы) и субмаринные условия (пиллоу лавы и брекчированные пиллоу лавы).

В рейсе 324 базальтовые лавы основания вскрыты в скважинах верхних (вершинных) частей массивов (скв. U1346 и U1349) и в пределах двух флангов (скв. U1347 и U1350). Лавовые потоки в обеих вершинных скважинах характеризуются высокой (более 40%) миндалекаменностью, свидетельствующей о мелководных субмаринных или субаэральных условиях их излияния. Субаэральные условия наиболее выразительны в скв. U 1349 по стилю выветривания лав, присутствию сильноокисленных горизонтов, которые рассматриваются как наземные коры выветривания (paleosol), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. Наоборот, лавовые потоки, располагающиеся на флангах массивов, представлены преимущественно, подушечными лавами, чередующимися с вулканокластическими или морскими отложениями. Один из массивных

потоков, вскрытых в скв. U1347 – 23 м гомогенных лав, демонстрирует характеристики, присущие континентальным покровным базальтам. Присутствие подушечных и массивных лавовых потоков обнаружено и в базальтах плато Онтонг-Джава. Таким образом, бурение рейса 324 подтверждают мелководно-морскую или субаэральную природу вулканизма поднятия Шатского. В пределах плато Онтонг-Джава (Тихий океан) пробурено в разных его частях 10 скважин, вскрывших базальтовое основание. Принципиально разрезы по этим скважинам достаточно близки и в некотором смысле фиксируют отсутствие значимых фациальных изменений в разрезах на этой большой площади, сходной по размерам со штатом Аляска. По данным бурения можно предварительно выделить два типа разреза: условно их можно назвать «полный» и «сокращенный». «Полный» разрез (скв. 803-807 и 1183-1187) (эоцен-альб) – представлен в верхней части преимущественно нанофосильным мелом, известняками с прослоями красных глин, образованных по горизонтам пепловых туфов. Базальный горизонт (красные аргиллиты – 44% железа) – брекчии с измененным (окисленным) стеклом, конгломераты с галькой известняков. Перекрываемые этим горизонтом базальты – это покровы, чередующиеся с горизонтами песчаников, гиалокластитов, конгломератов. Базальты верхних частей потоков выветрелые. Условия образования и изменения базальтов – мелководные или субаэральные. Авторы, описания керн, сравнивают их с континентальными покровными базальтами плато Колумбия (Сев. Америка). «Сокращенный» разрез (скв. 1184), где не вскрыты базальты основания, представлен вулканокластическими породами (эоцен), туфами с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы считают условия образования этих отложений субаэральными, так же, как и субаэральными условия их выветривания. Основание разреза (базальный (?) горизонт) – красные (апобазальтовые) аргиллиты с обломками органики и обломками высоко измененных базальтов. С учетом присутствия этих двух типов разреза можно предполагать сосуществование в пределах плато участков с субмаринными, мелководными условиями в «добазальтовый» промежуток времени палеоген – верхний мел («полный» разрез) и участков континентальной суши. Эти условия сменились последующим воздыманием и формированием в раннем мелу (апт-альб) в субаэральных условиях покровных базальтов и синхронным их выветриванием в тех же субаэральных условиях. Описание керн одной из скважин, пробуренных в пределах плато Манихики, показывает отчетливое сходство с «полным» разрезом плато Онтонг-Джава, включая и характер несогласия между пачкой 3 и нижележащими базальтами.

Рассматривая особенности строения разреза поднятия Хесса (Тихий океан), можно отметить много общего с ранее рассмотренными внутриокеаническими плато Онтонг-Джава и Манихики. В поднятии Хесса выделяются две части разреза (за исключением верхней пачки плейстоцен-миоценовых илов). Верхняя часть разреза – миоцен-поздний мел – представлена пелагическими коричневыми глинами. Нижняя часть в одном участке (скв. 464) представлена меловыми (сеноман -апт - альб) доломитами, кремнями, коричневыми глинами, количество которых увеличивается вниз по разрезу по мере приближения к основанию разреза - коричневым глинам с фрагментами сильно измененных базальтов. В другом месте (скв. 465) нижняя часть разреза (альб) представлена сверху кластическими известняками с обломками трахитов, часто округлыми, плавающими в карбонатном цементе. С глубиной в разрезе обломки трахитов становятся угловатыми, затем количество карбонатного материала уменьшается и карбонат заполняет только трещины в трахите. Глубоко выветрелые трахиты почти нацело замещены минералами глин (сметит). И далее, как отмечают авторы описания керн: «Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (landmasses) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом поздне – альбской седиментации».

Вулканизм Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие. В скважинах рейса 54 осадки представлены не сплошным покровом, а заполняют локальные депрессии (топографические) среди обнажений изверженных пород. Осадки образуются путем локальной эрозии вулканогенного основания и плохо коррелируются между собой в силу различия скоростей и направлений течения. В зоне разлома Сикейрос пробурена скв. 427. Вскрыты средне- и мелкозернистые миндалекаменные базальты, с крупными миндалинами в верхней части. Цвет основной массы базальтов – темно-красно-коричневый. В целом, изменения, пробуренных в пределах ВТП базальтов, ограничены корками (мощностью 1-3 см). Не обнаружены высокотемпературные (гидротермальные) изменения. В этом же томе имеется статья Сьюзен Хэмфрис и др. «Выветривание базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия спредингового центра Галапагос», где рассмотрены минералогические и геохимические изменения в течение ранних стадий выветривания базальтов. Геохимическое сопоставление выветрелых кайм и свежих базальтов выявило увеличение в выветрелых каймах содержания K_2O и Rb, отношения Fe_2O_3/FeO и слабое уменьшение CaO. Распределение базальтов в регионе Сикейрос можно рассматривать в трех основных тектонических ассоциациях: 1) фланги и гребень ВТП, где преобладают (но не исключительны) кварц-нормативные, толеитовые ферробазальты на участках скважин 420, 421 и 423 и 426); 2) в зоне трансформного разлома Сикейрос, где распространены оливин-плагиоклазовые базальты и ферробазальты на гребне поднятия, (скв 427); и 3) подводные горы и хребты, где базальты менее обеднены K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , легкими редкоземельными элементами и $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (скв. 428). Около 900 участков придонных фото с прилегающих частей плато показали, что верхи океанической коры сложены несколькими типами подушечных и канатных лав. Канатные лавы более многочисленны в этом осевом поднятии чем в других низко- и высоко спрединговых хребтах. На удалении 2 км от оси большая часть плато фрагментарно покрыта осадками; значительная часть поверхности сложена обломочным материалом, осложнена разломами и трещинами. В крайних частях плато вторичный вулканизм проявлен в виде субокруглых пиков и частично окружен разломными склонами, сформированными на плато и его окраинах. Другие снимки, выполненные подводным аппаратом, показали наличие молодых абиссальных холмов, расположенных в 20-30 км восточнее спрединговой оси. Закартированы высоко линейные неактивных горстов и грабенов. Они ограничены распространением, обращенных на внутреннюю и – в зоне шириной 1-20 км от оси – внешнюю сторону нормальными разломами. Свежие стекловатые пикритовые базальты были драгированы в трансформном разломе Сикейрос вблизи его пересечения с ВТП. Анализ свежего стекла из периферии подушечной лавы показывает, что базальты являются наиболее примитивными среди базальтов восточной Пацифики. Содержание MgO в стекле

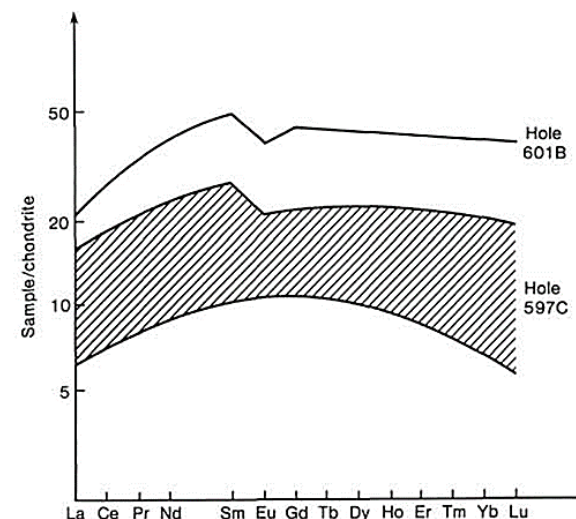


Рис. 3. 38. РЗЭ в базальтах скв. 597 и 601.

составляет 11,3 %. Вариации состава пикритов обусловлены содержаниями оливина (Fe 89-86) и шпинели. Оливиновые сферулиты многочисленны в крайних частях стекловатых кайм. Ортопироксен (бронзит) и плагиоклаз в виде кристаллитов и сферулитов также растут вблизи крайних частей подушек. Фенокристы включают стекло более примитивное, чем базальты. Фракционирование оливина и шпинели может производить менее примитивные, оливин содержащие, толеиты, обнаруженные в этой области, которые могут обуславливать переходы к многочисленным ферробазальтам, посредством кристаллизационной дифференциации. Обогащенные оливином базальты с магнезиальными стеклами, подобные обнаруженным

пикритами, являются, возможно, исходными для толеитов ВТП. Широкое распространение ферробазальтов и других базальтов продуктов фракционирования, извергавшихся в осевой части ВТП позволяет предполагать, что они формировались в верхней части магматического резервуара, в то время как пикриты формировались на более глубоких уровнях в секущих зонах разломов.

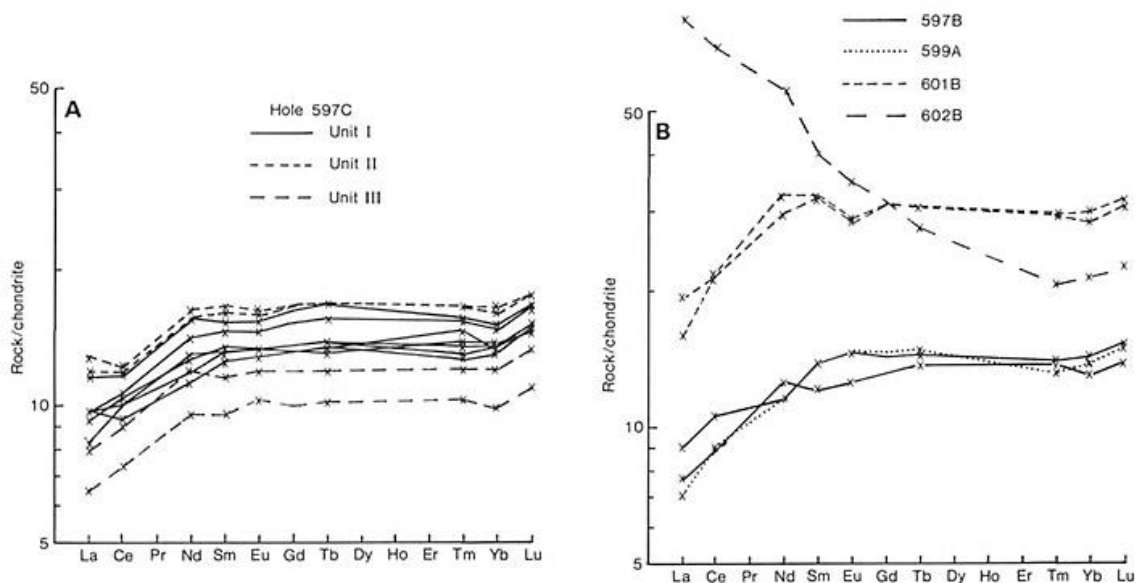


Рис. 3. 39. РЗЭ в базальтах скв. 597, 601.

По заключению авторов описания базальтов рейса 92-60 образцов – базальтов отнесены к N-MORB.

Рейс 206. Разрез верхней океанической коры в областях сверхбыстрого спрединга. **Скв. 1256.** расположена в Гватемальском бассейне в 530 км к северу от хребта Кокос. поздний – средний миоцен – известковистые нанофоссильные илы с варьирующим количеством глины, присутствует вулканический пепел. Цвет илов – зеленовато-серый, иногда голубовато-серый; отмечается присутствие селадонита и глауконита. В нижней части разреза пачки вскрыты красно-коричневые кремни, обогащенные гидроокислами железа (1 м), непосредственно залегающие на базальтовом основании. Выше базальтов распространены обломки базальтов, окруженные каймой (гало) окисления. Скважины группы 1256 (А, В, С, D) вскрыли базальтовое основание на разных глубинах: С – 88,5 м; D – 50,2 м. Основание разделено на 26 пачек (D) и 22 (С). В базальтовом основании доминируют тонкие (десятки см до 3 м) базальтовые потоки с максимальной мощностью до 20 м. Базальты – афировые, миндалекаменные. Присутствуют также вулканические брекчии (гиалокластиты) с цементом измененного (окисленного) стекла. Базальты изменены – в них развиты бурые минералы глины и гидроокислы железа, нередко развитые по трещинкам в базальте. Количество гидроокислов железа уменьшается с глубиной.

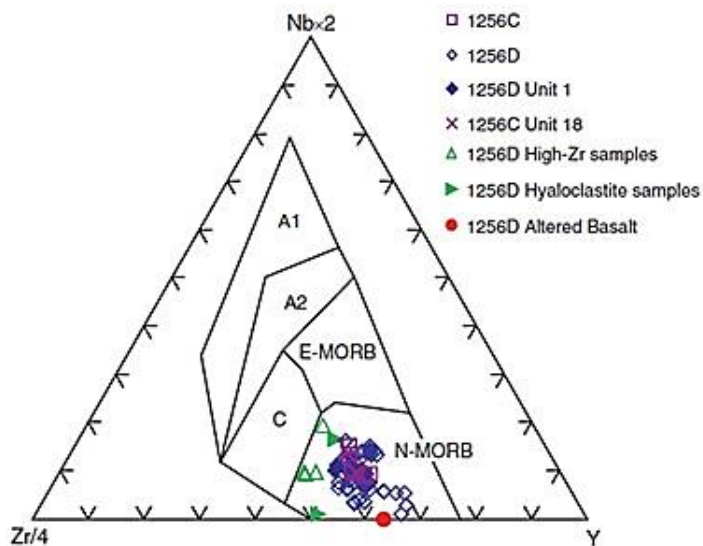


Рис. 3. 40. Nd-Zr-Y тройная диаграмма, показывающая поля различных типов базальтов. А1-внутри фазовые базальты; А2 – внутри плитные щелочные базальты; С – внутри плитные толеиты; E-MORB – обогащенные базальты COX; N-MORB – нормальные MORB. Все образцы скв. 1256 находятся в поле N-MORB.

Вулканизм периконтинентальных морей

Рейс 124. Моря Целебес и Сулу. Скв. 770В, 770С. В целом, в скв. 770В и 770С мафические породы перекрыты красными глинами, которые содержат гиалокластические фрагменты. В разрезе выделены 9 потоков, часть которых представлена пиллоу-лавами, брекчиями подушечных лав, брекчированными амигдалоидными лавами, массивными лавами, силлами. В скв. 770В пробурено 53,18 м базальтов. В первом потоке скв. 770В мощностью 18,42 м (керн 7 м) в его верхней части имеется 5 м полосчатой коричневой глины, содержащей гиалокластические фрагменты нижележащих базальтов. Верхняя часть миндалекаменных пиллоу-лав трещиновата и прожилкована, миндалины заполнены смектитом, лимонитом и кальцитом. Трещины (0,5 – 1 см) заполнены смесью зеленой и коричневой глин, с обломками стекла, кальцита и лимонита. В скв. 770С поток 1 – верхний в базальтовом основании – представлен порфиоровыми базальтами и пиллоу-лавами, выше которых в керне присутствуют куски красной глины, что сходно с наблюдениями в скв. 770В, где такие глины перекрывают базальты, окрашенные в коричневато-серый цвет. Миндалины и трещины (0,5 – 1 см) заполнены зеленой глиной, кальцитом, а трещины – смесью фрагментов стекла, пород, кальцита и лимонита. Скв. 767В, С. В этих скважинах базальты перекрыты красными глинами среднего эоцена. Надбазальтовая пачка 4 (интервал 406-484,4 м) – средний эоцен- ранний миоцен – сложена темно-серо-коричневым до красновато-коричневого аргиллитом, с микронодулями марганца (1-5 мм). Основной компонент – минералы глин с кварцем, полевыми шпатами, рудными минералами (оксиды). В породах отмечается низкое содержание карбоната, присутствуют фораминиферы и редко радиолярии; присутствуют кости и зубы рыб. Пачка 4 перекрывает измененные базальты, хотя контакт в керне не обнаружен. Красные глины перекрывают базальт, но контактовые взаимоотношения не изучены. Пятнистая окраска базальтов отражает изменения структуры базальтов и подчеркивается их выветриванием. Мезостазис пород и порфиоровые выделения изменены в сильно окислительных условиях – смектит, иддингсит. Все породы верхней части разреза имеют желто-коричневый и оранжево-коричневый цвет, обусловленный развитием смектита и иддингсита по основной массе породы и зернам оливина и очень мелкими (<0.03 мм) оксидами железа, равномерно распределенными во всех образцах базальтов. Базальты, вскрытые в основании разреза скважины, слабо и средне изменены. Все породы миндалекаменны (<10%), миндалины заполнены коричневыми глинами, карбонатом, лимонитом, окрашивающим породу. **Скв. 771А** расположена в подводном хребте Садауап.; сложена вулканокластическими слоями, подстилающими и перекрывающими потоки базальтовых лав начала среднего – конец раннего миоцена Известковистые аргиллиты рассматриваются как часть осадочного слоя, отлагавшегося в верхней части горизонта лапиллиевых пород. Около 1,5 м миндалекаменных базальтов вскрыто в верхней части пачки 2. Ниже базальтов (поток лавовый) залегают грубо тонкозернистые туфы. Ниже, вновь залегают лапиллиевые породы, с обломками пород (включая и андезиты) размером до 11 см; присутствуют экзотические обломки метаморфических пород. Породы пачки 2 интенсивно трещиноваты. Отмечено, что в туфах и лапиллиевых породах обломки пород нацело изменены – замещены желто-зеленым смектитом, оливин замещен оранжево-зеленым иддингситом. Верхний поток базальтовой лавы (1,5 м) нацело замещен коричнево-зеленым смектитом. Образование вулканокластических пород – субаэрально или субмаринно – сопровождалось образованием осадков – потоков вулканического и вулканокластического материала, отлагавшегося со склонов вулкана.

Рейс 349. Южно-Китайское море. Скв. U1431. скважина расположена вблизи реликта спредингового хребта с самой молодой магнитной аномалией, наблюдаемой в Восточном суббассейне Южно-китайского моря. Район заложения скважины окружен абиссальными поднятиями океанической коры и молодыми симаунтами. В разрезе скважины U1431 выделены 11 литостратиграфических пачек – 9 осадочных и 2 – изверженных. Нижняя

осадочная пачка чередуется с базальтами. Средний миоцен – переслаивание коричневых и желто-коричневых аргиллитов, перекрывающих базальты. массивные базальтовые потоки и, возможно, пиллоу-лавы. Базальты мощностью 0,4 м имеют хорошо сохранившиеся текстуры веревочных лав – ранний миоцен – аргиллит, чередующиеся с базальтами, в отличие от пачки 8, здесь прослой внутрiformационной брекчии или конгломерата с обломками базальтов с краевыми каймами. В более массивных интервалах микроскопическое изучение показало присутствие диспергированных вулканических фрагментов и гранулы и гальки базальтов. Базальтовые обломки в вулканокластических породах пачек 6 и 7 представляют собой серии обломочных потоков шлейфа с окружающих симаунтов. Вулканисты представлены: миндалекаменными афировыми базальтами, трахитовыми базальтами и высоко порфиоровыми плагиоклазовыми базальтами, пемзой, кристаллами биотита, клинопироксена и оливина. Все породы изверженного основания подвержены изменениям в процессе взаимодействия базальтов с морской водой. Образованы вторичные минералы – сапонит, гидроокислы железа, карбонат, селадонит. Изменения связаны с with oxidizing seawater с окисленными морскими водами.

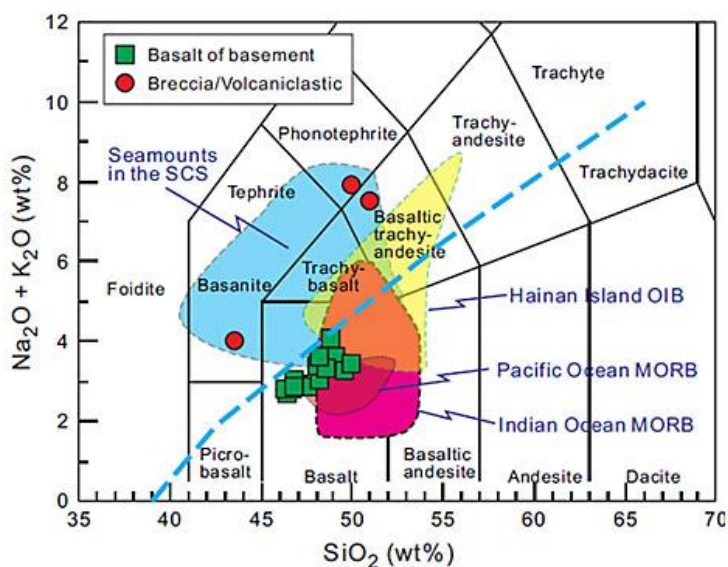


Рис. 3. 41. Диаграмм химического состава базальтов скв. Hole U1431E.

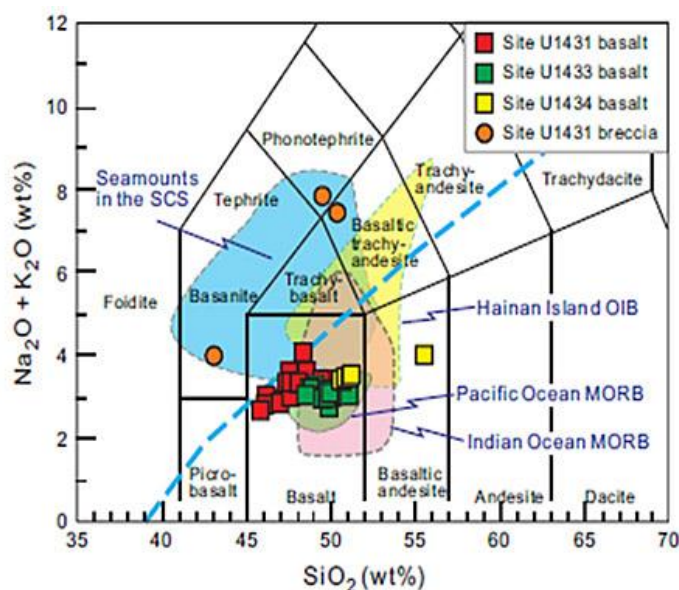


Рис. 3. 42. Базальты рейса 349 на диаграмме калий-кремний.

Вулканисты окраин континентов.

Прежде чем приступить к характеристике вулканизма континентальных окраин следует заметить, что в большинстве окраин Тихого, а также ранее рассмотренных Атлантического и Индийского океанов результатами бурения не установлено присутствия в пробуренных скважин каких-либо вулканистов. В этих участках основание пробуренных скважин являются метаморфические породы не всегда определенного возраста. Тем не менее общим для них является то, что эти метаморфические породы преобразованы процессами наземного выветривания, а залегающие на них уже океанские осадки представлены обломочными отложениями и датируются в широком диапазоне возрастов, определявших здесь время трансгрессии океана на континентальные метаморфические породы основания.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида). Скв. 270 пробурена в пределах моря Росса Антарктиды. Скважиной 270 пройдено 412 м осадков и 10,5 м, в основании, представленном полосчатыми мраморами, возможно, раннепалеозойского возраста. Пять пачек перекрывают основание. Пачки 1, 2 – морские гляциальные, пачки 3 и 4 мелководные морские или близкие к береговой линии образования, не показывающие следов гляциального воздействия. Пачка 5 – осадочная брекчия пород основания – мрамор-кальцит-силикатные гнейсы – ранний палеозой? Породы выше основания – олигоцен – осадочная брекчия с хорошо

выраженным реголитом, верхние 3 м которого интенсивно изменены и сменяются вниз неизменной брекчией, которая интерпретируется как реголит. Контакт с пачкой 4 – резкий. Обломки в реголите по размерам варьируют от нескольких миллиметров до 50 см. Большинство обломков угловаты, но некоторые округлы, светлые или темно-серые: кальцит, силикатные гнейсы, присутствуют биотитовые и роговообманковые лейкограниты, гранатовые лейкогнейсы и жильный кварцит. Изменения – древнее выветривание. Интенсивность изменений увеличивается вверх и верхний 1 м сохраняет только тени полосчатости обломков. Породы основания подобны мраморам Кеттлиц хребта Royal Society, расположенного в 450 км от скв. 270, интродуцированы, смяты в складки в позднем кембрий-ордовике – орогении Росса, и могут являться эквивалентом неметаморфизованных известняков центральной части Трансантарктических гор. На этих основаниях породы скв. 270 датируются ранним палеозоем. Угловое несогласие показывает, что брекчии пачки 6 быстро накапливались в субаэральных условиях, подобно брекчиям талуса; присутствие каолинита и монтмориллонита поддерживает точку зрения на их образование, как погребенных кор выветривания. Следует отметить отсутствие в разрезе основания и в перекрывающих его отложениях следов проявления какого-либо вулканизма.

Рейс 29. Континентальные окраины Новой Зеландии и Австралии. Здесь также в пробуренных скважинах не обнаружено проявлений вулканизма. **Скв. 275.** Скважина расположена в юго-восточной части плато Кемпбелл, юго-западнее острова Баунти. Основание разреза – поздний мел – массивные полулитифицированные глинистые аргиллиты. Верхние 1 м – сходны с пачкой 1, ниже темноокрашенные массивные, практически без окаменелостей, темно-коричневые мелкообломочные пески с глауконитом и органическим углеродом. Присутствуют сломанные радиолярии, диатомеи и спикулы губок. Детритовый материал сходен с пачкой 1, но более грубый и окрашен гидроокислами железа. Пачка 2 сходна с формацией Гарден-Ков – поздний мел-палеоцен – острова Кемпбелл, расположенного в 600 км к западу-юго-западу. Здесь формация Гарден Ков залегает с несогласием на комплексе кристаллических сланцев Пойнт, сходных со сланцами пачки 2.

Рейс 63. Северо-восточная часть Тихого океана (континентальная окраина Калифорнии), Скв. 469. Поднятие уступа Патон. Надбазальтовые отложения – доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. Основание: пиллоу – базальты с фрагментами измененного стекла и редкими тонкими прослоями металлизированных осадков. Наиболее широко распространены коричневый смектит, гидроокислы железа, кальцит. Верхние 30 м разреза базальтов содержат кремни, известняки в виде чередующихся прослоев. В базальтах – бурые гиалокластиты считаются продуктами изменения базальтов. Базальт – пиллоу, базальты миндалекаменные, «среднеизмененные», в основном по трещинам, заполненным кальцитом и смектитом. Угловатые фрагменты базальтов, базальтовая брекчия цементируется кальцитом и матриксом смектита. Гиалокластиты – продукт изменения базальтов – мягки, легко царапаются ногтем. Коричневое базальтовое стекло – продукт изменения базальта. Гиалокластиты и базальтовые брекчии обычны в нижней половине разреза базальтов. Скв. 470. Континентальное подножие к востоку от острова Гваделупа. Древнейшие осадочные породы: диатомовые наноилы и глинисто-доломитовый мел – средний миоцен. Основание: базальт. Надбазальтовая пачка средний миоцен – серый диатом-нанофоссильный ил и желто-коричневые до серовато-оранжевых глины, содержащие до 5 % кварца и фрагменты измененного вулканического стекла. Присутствуют гальки (1-8 см) аргиллитов, окаймленных оксидами марганца. В основании пачки прослой (6-9 см) серовато-коричневых доломитовых нанофоссильных илов, содержащих до 25 % доломитовых ромбов. Внутри базальтов прослой желтовато-серых известняков (<8 см), содержащих измененное базальтовое стекло (фрагменты). Верхние 80 см базальтов скважины 470 – представлены гиалокластической брекчией, сложенной угловатыми фрагментами базальтового стекла, цементируемыми светло-

серой глиной (?). Базальты – серые; становятся коричневыми вдоль трещин и по краям. Миндалины – 2-3 % обычно заполнены кальцитом и минералами глин.

Рейс 133. Северо-Австралийская окраина. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов, в данном случае, остается не ясной. История развития этой окраины начитывается около 50 млн. лет назад и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические, (тропический климат), и литологические (устойчиво карбонатное осадконакопление) особенности, проявленные в целом в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические – батинальные условия проявлялись в относительно короткий период – накопление нанофоссильных илов – в голоцене-плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем от плиоцена до олигоцена условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах пробуренных скважин может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении – несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в скв. 824 и 825 континентального основания палеозойских (ордовик-девон) сланцев формации Ходжкинсо. В верхней части разреза этих сланцев бурением вскрыта континентальная кора выветривания – реголит, продукты разрушения которой отмечаются в вышележащих мелководных карбонатных отложениях. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном палеозойском основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента

Рейс 341 Южная граница Аляски. Взаимодействие тектоники, климата и седиментации Скв. U1417 размещена в дистальном Сурвейор фане полуострова Аляска, на расстоянии 60 км от канала Сурвейор. Основание разреза. плиоцен- миоцен- преобладают илы, с подчиненными прослоями песчаных диамектитов с диатомовыми илами. Выделены пять субпачек; в субпачках 5А С Е, присутствуют песчаные диамектиты с литическими и иловыми обломками, размером до 3 см, и фрагментами растений, массивными и слоистыми песками. Обломки пород в диамектитах – метаморфические слабо метаморфизованные – аргиллиты, метааргиллиты и базальты.

4. История геологического развития Тихого океана по материалам глубоководного бурения – предварительные выводы.

Предлагаемая вниманию коллег работа является продолжением ранее составленных электронных изданий 2017-2018 гг. и еще ранее опубликованных монографий 2011 и 2013 гг. Все эти работы, основанные на материалах глубоководного бурения, выполнялись одним исполнителем и на основе, включавшей единую методику – систематизации материалов керна, пробуренных скважин внутри океанов. Все эти материалы распределялись по типовым структурам дна океанов. Знаковая особенность представляемых материалов – их исключительно фактографический историко-геологический характер. Материалы бурения систематизировались без использования каких-либо концептуальных построений.

4.1. Глобальные сходства и различия состава строения и истории геологического развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Попытка сформулировать некоторые положения – предварительные выводы – изначально вызывает вполне обоснованное желание автора сопоставить некоторые глобальные особенности состава, строения и истории развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов, основанные исключительно на материалах глубоководного бурения. Следует отметить, как это не кажется странным, прежде всего, относительные элементы сходства континентов и океанов, которые заключается в том, что и в пределах различных континентов, так же, как и в различных океанах, выделяются присущие им по отдельности устойчивые ассоциации тектонических структур. В пределах различных континентов такими структурами являются щиты, платформы, подвижные области, рифты и др. В пределах различных океанов – Тихого, Атлантического и Индийского в соответствии с данными батиметрических исследований и глубоководного бурения также выделяются ассоциации структур таких как: абиссальные равнины, срединно океанические хребты, асейсмичные хребты, окраинно - и внутриокеанические плато и поднятия, островодужные системы и др. Типовые структуры по-разному размещены в пределах континентов и в океанах; их количество и размеры в пределах континентов и в океанах различны. Строение разрезов таких структур и их взаимоотношения с сопредельными структурами в пространстве океанов по данным бурения свидетельствуют о фиксированном положении этих структур в течение всей истории их развития. Устойчивой тенденцией развития таких структур в океанах является направленная смена условий осадконакопления от мелководных к глубоководным – от субэвральных, неритовых, дельтовых, лагунных – к гемипелагических, обогащенных детритовым материалом, до пелагических илов. 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 и не всегда коррелируемых между собой перерывов и несогласий. Непосредственно из предыдущего предварительного вывода следует и другой вывод также глобального характера. Из сопоставления пространственно-временных особенностей развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов вытекают особенности, свидетельствующие, с одной стороны, об относительной молодости Тихого океана – начало развития – средняя юра, в то время как в пределах Атлантического и Индийского океанов наиболее древние отложения представлены ранним-средним триасом. С другой стороны, развитие Тихого океана – центробежное – начинается с относительного центра и развивается в дальнейшем к периферии океана. В Атлантическом и Индийском океанах, наоборот их развитие начинается центростремительно – от окраин континентов, от периферии будущих океанов к их относительно центральным частям. Но общим для последовательного развития этих океанов является то, что каждая из последовательных стадий их пространственно-временного развития предваряется – инициируется – проявлением мантийного базальтового вулканизма. Исходя из этого, можно предположить, что базальтовый вулканизм может являться основной причиной – триггером развития океанов в целом и их базовых структур, и процесс петрогеодинамики может рассматриваться в качестве первопричины своеобразия следующих за вулканизмом существенно литогеодинамических процессов. Время и своеобразие развития сопоставляемых океанов во многом определяется своеобразием процессов вулканизма в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах – преобладающе толеитовым в Атлантическом и Индийском океанах, и широко распространенным наряду с толеитовым щелочно-базальтовым – в Тихом океане.

4.2. Региональные временные особенности истории геологического развития Тихого океана.

4.2.1. Келловей-бат.

Наиболее ранние события келловей-бата проявлены в структурах центральной части океана. 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, а также указывают на проявление вулканизма вначале толеитового, а затем щелочно- базальтового. Формирование преобладающе хемогенных кремнистых отложений и отсутствие обломочных отложений, не позволяют связывать их проявление с какими-либо другими внутриокеаническими событиями. Время, зафиксированное процессами вулканизма и осадконакопления в скв. 801 впадины Пигафетта – келловей-бат совпадает со временем проявления глобальных тектонических движений средней юры континентов, характеристика которого приведена в работе «А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, А. Н. Балуховский. «Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Ленинград, 1989». Далее приводятся фрагменты этой работы из раздела «Средняя юра». «...Среднеюрская эпоха – переломный момент в истории Земли. С одной стороны, многие палеогеографические черты унаследованы от предыдущей эпохи, с другой, крупные тектонические преобразования приводят к коренному изменению палеогеографических условий. В бате начинается глобальная перестройка структуры таких крупных регионов как Кордильеры Северной Америки, Андский пояс ... мощный вулканизм на обширной территории материков – Патагония, Африка, Антарктида. Эти явления оказались предвестниками этапа новейшего океанообразования. Батская фаза тектогенеза предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности ее тектонического и палеогеографического развития». С учетом приведенных данных фиксируется лишь временное совпадение событий на континентах и в океане. Отсутствуют прямые доказательства возможной генетической связи событий в средней юре на континентах и в Тихом океане. Такая связь в гипотетической форме, тем не менее, может быть принята, как одна из возможных альтернатив.

4.2.2. Верхи поздней юры (титон) и низы раннего мела (берриас, баррем)

Характеризуемые далее возрастные подразделения, по данным бурения, представлены преимущественно карбонатными породами. Эти породы не образуют отдельных самостоятельных литостратиграфических подразделений и выявлены в виде обломочных фракций в горизонтах более молодого - преимущественно третичного возраста. Рассматриваемые литологические ассоциации вскрыты бурением в различных частях островных дуг – Марианской и Идзу-Бонинской. Такое нахождение обломков карбонатных пород может свидетельствовать о том, что во временном интервале – титон-берриас-баррем – породы этого возраста могли образовывать изолированные ареалы мелководных карбонатных ассоциаций в пространстве, ограниченном на востоке хребтом Марианской дуги, а на западе – районом нынешнего залегания задуговых хребтов и в частности хребта Дайто. Приведенные данные позволяют предполагать, что в пределах островодужного склона Марианской дуги карбонатные мелководные рифовые известняки конца поздней юры и начала раннего мела могли распространяться в ареале, занимающем площадь от современной окраины дуги до хребта Дайто. Возможно, в связи с этим, в это время еще не существовала и не была заложена островная дуга и все пространство занимали мелководные карбонатные отложения возраста титон – берриас-баррем. Приведенные данные, можно интерпретировать, как свидетельство распространения в хребте островной дуги и в задуговом пространстве, во временном интервале конца юры-титон – начала раннего мела, мелководных частично рифовых условий осадконакопления. Важно отметить, что такого рода карбонатные отложения не вскрыты бурением в пределах Северо-Западной абиссали и граница ареала распространения карбонатных фаций может интерпретироваться, как

условная граница, разделявшая бассейны осадконакопления – карбонатные на западе от островной дуги – стабильный тектонический режим - и обломочные отложения к востоку от островной дуги - динамический режим осадконакопления.

4.2.3. Ранний мел

В пределах Северо-Западной структуры океана распространены в ее разных частях раннемеловые отложения, состав которых варьирует от обломочных вулканокластических в бассейне Науру, до кремнистых отложений во впадине Пигафетта, продолжающих режим осадконакопления юры. Наиболее ранние отложения основания раннего мела-готерив-берриас – полосчатые аргиллиты, красные и с черными полосами; твердые красные кремни в основании разреза. Эти данные, следовательно, позволяют считать, что в раннем мелу режим осадконакопления на северо-западе океана был дифференцирован в разных участках и по времени происходил с основания до верхов раннего мела. После рассмотрения сведений о своеобразии развития абиссальных впадин северо-запада океана, важно обратиться к расположенным сопредельно с этими впадинами плато и поднятиям. Такими плато и поднятиями являются системы линейных цепей островов Лайн, поднятия Манихики, Хесса, Мид-Пасифик, Шатского и, наконец, расположенное в южной части структуры плато Онтонг-Джава. Главные события мелового вулканизма – баррем- апт – происходили в океанических плато и поднятиях: в горах Мид-Пасифик, (скв. 463), в плато Онтонг-Джава (скв. 288, 289), в плато Манихики (скв. 317). Другое вулканическое событие проявлено в альбе и сеномане в пределах поднятия Хесса и плато Магеллана (скв. 167). Различие во времени проявления вулканизма между ними достигает 100 млн. лет. Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Считается, что их образование было генерировано вулканическими событиями, происходившими до баррема, но их вулканическая активность продолжалась до конца мела. Основание разреза плато Онтонг-Джава – апт-альб. Базальтовое основание пробурено на протяжении 149,7 м и, в основном, представлено толеитовыми базальтами – подушечными и массивными разновидностями, внутри которых вскрыто два горизонта известняков и туфов (апт (?)) и желто-коричневых (мягких) известняков, обогащенных смектитом. Базальты изменены слабо и изменения распространяются до середины пачки. Отмечается повышенное содержание К и Rb в относительно более измененных базальтах верхней части разреза. Авторы описания разрезов скважин сопоставляют базальты плато Онтонг-Джава с покровными континентальными базальтами и, в частности, с базальтами плато Колумбия.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в раннем мелу динамически активными являлись структуры северо-запада океана, а окружающие их огромные пространства, сегодня занятые островными дугами и задуговыми бассейнами, асейсмичными хребтами, будущим Восточно-Тихоокеанским поднятием, окраинами континентов и периконтинентальными морями, являлись областями тектонического- динамического «молчания». Понимание такого явления сегодня трактовать крайне затруднительно.

4.2.4. Поздний мел.

Пожалуй, наиболее примечательной особенностью позднего мела, следующей из анализа распространения в океане отложений этого возраста, является неравномерность распространения позднемеловых отложений и такая же неравномерность литостратиграфических особенностей этого временного интервала. Это является отражением неравной по латерали океана динамической активностью его отдельных участков, или направленного воздымания, или последовательным - унаследованным от предыдущего интервала погружением. Дифференцированность тектонических режимов сопровождается и петрологическими вариациями позднемеловых вулканитов. Такая петролого-тектоническая дифференцированность усиливается в верхних частях позднемеловых комплексов

появлением заметных, по длительности, перерывов в осадконакоплении. Подводя предварительный итог рассмотрения поздне меловых отложений абиссалий, прежде всего следует отметить практически постоянное присутствие отложений этого времени в абиссалиях Северо-Запада и устойчивый вулканокластический состав этих отложений, свидетельствующий об активном динамическом режиме их становления, обусловленном привнесением обломочного материала с сопредельных вулканических плато и поднятий, о которых речь пойдет в соответствующем месте этого раздела. В пределах Северо-Восточной абиссали, а также плато и поднятий, скважинами, пробуренными восточнее системы асейсмичных Императорского и Гавайского хребтов, не вскрыты отложения позднего мела и развитие этих структур начинается, по данным бурения, с базальтов эоцена – олигоцена. Свидетельством латеральной дифференциации тектонических режимов в позднем мелу является факт отсутствия этих отложений в материалах глубоководного бурения в островных дугах Алеутской, Идзу-Бонинской, Марианской. Большинство пробуренных скважин свидетельствует о начале формирования этих структур в кайнозой. В качестве исключения фрагменты поздне меловых вулкаников обнаружены в керне скважин в хребте Лау дуги Тонга-Кермадек, а также в центральной части Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик). В позднем барреме этот район располагался вблизи океанических вулканических островов, ассоциированных с мелководными карбонатными банками. Существование мелководных условий подтверждается присутствием строматолитов, оолитов, фрагментов эхинодерм и крупных моллюсков в обломочных известняках. После того как вулканическое основание просело мелководные осадки переместились на промежуточные глубины, образуя кластические известняки, чередующиеся с известняками – баррема- раннего апта. Палеорекострукции этого региона позволяют считать, что в меловое время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях маастрихта документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины. В пределах Восточно- Тихоокеанского поднятия (ВТП) по материалам глубоководного бурения в составе 11 рейсов в период с 1969 года (рейс 5) по 2010 год (рейс 329). в различных частях ВТП бурением не вскрыты отложения ни раннего, ни позднего мела, что может являться свидетельством формирования ВТП в кайнозой. В различных частях ВТП начало заложения этой структуры - формирования базальтового основания – там, где оно вскрыто бурением, датируется в большинстве случаев или миоценом, или эоценом, или палеоценом.

Завершая характеристику поздне мелового развития океана важно отметить широкое разнообразие геодинамических условий становления различных структур океана, которые в позднем мелу по результатам бурения отражают, с одной стороны, изменчивость процессов осадконакопления в сопредельных структурах, а с другой, усиливают эту изменчивость тем, что отдельные глобальные структуры характеризуются отсутствием процессов осадконакопления и процессов вулканизма. Касательно последнего все более отчетливо проявляется разнообразие этого процесса по значительной изменчивости состава вулкаников, состав которых варьирует от толеитов до щелочных базальтов и фонолитов. Еще необходимо отметить, что состав и строение разрезов позднего мела свидетельствует о мелководности или ареальности процессов осадконакопления и вулканизма с широким распространением процессов наземного выветривания. До позднего мела именно эти условия или близкие к ним отмечены в структурах и до позднего мела. Одним из свидетельств этого является практическое отсутствие пелагических отложений и до позднего мела и в позднем мелу.

4.2.5 Палеоцен

Отложения палеоцена, как показал опыт ранее проведенного анализа истории развития Атлантического и Индийского океанов, демонстрируют значительную и латеральную, и вертикальную временную изменчивость,

которую можно интерпретировать, как следствие значительных по масштабам и дифференцированных по латерали тектонических движений. Именно они могут определять или полное исчезновение палеоцена из разрезов в определенных структурах или неполную выраженность – временную редуцированность палеоценовых отложений. Все это совокупно означает, как будет показано далее, знаковую смену геодинамических условий в океанах на границе мезозой-кайнозой. В основном тексте приведены неоднократные примеры неполноты или в целом выпадения палеоцена из разреза различных структур океана и могут являться наглядными иллюстрациями высказанного положения. Палеоцен также полностью выпадает из разреза скважин рейсов 61, 129, 191. В отличие от Северо-западной абиссали по-иному в историю развития Северо-восточной абиссали вписан палеоцен. Северо-Восточный бассейн органичен с запада Императорским и Гавайским асейсмичными хребтами и с востока флангами Восточно-Тихоокеанского поднятия с условной границей по глубинам в бассейне более 4500м. В рейсе 199 – Палеогеновый экваториальный трансект – отложения палеоцена представлены временными фрагментами начала или конца палеоцена. В скважинах менее глубинных, приближающихся к флангам ВТП надбазальтовые пачки сложены карбонатными отложениями – красно коричневыми с обломками базальтов «высоко выветрелых и высоко фрагментированных». Рассматривая возраст надбазальтовых отложений, можно отметить, что только в одной скважине U1331 базальты датируются палеоценом; в других же скважинах их возраст варьирует от эоцена – в большинстве случаев, до олигоцена-миоцена. Все это может свидетельствовать о дифференцированности динамических условий осадконакопления в различных частях северо-западных абиссали в зависимости от условий глубинности и соответственно динамических условий типа центр бассейна и его фланги, сочленяющиеся с флангами ВТП. По материалам бурения в пределах Алеутской, Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, осадочное и вулканическое основание задуговых хребтов и сопредельных с ними осадочных бассейнов датируются в интервале эоцен-миоцен и в разных участках и хребтов и бассейнов отложения палеоцена отсутствуют, так же, как и в пределах Алеутской ОД. ОД Тонга-Кермадек – наиболее южная ОД в цепи Западно-Тихоокеанских дуг и обладает некоторыми литологическими и петрологическими отличиями от Марианской и Идзу-Бонинской дуг: присутствием и широким распространением риолитовых вулканитов и появлением в отдельных скважинах элементов разреза палеоцена.

Описание разрезов по конкретным скважинам различных рейсов плато, поднятий Центрально Тихоокеанского бассейна не содержит каких-либо упоминаний об отложениях и вулканитах палеоцена. Следует лишь обратить внимание читателя на сведения, указывающие на субаэральные условия и ареально и экстенсивно проявленные на плато и поднятиях процессы педогенеза – формирование наземных кор выветривания (paleosol), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. По ряду причин коры выветривания не датированы, но их расположение во многих случаях между меловыми и залегающими выше неогеновыми (миоцен) отложениями позволяет предположить, что палеоцен в этих активно развивающихся структурах был временем стабилизации и соответственно формирования не переотложенных кор выветривания. Все это может свидетельствовать о существовании в палеоцене в Тихом океане активных динамических процессов – после базальтовых в условиях преобладающей тенденции восходящих движений, в условиях и тропического климата, способствовавшего ареальному и экстенсивному проявлению окислительных изменений, в условиях наземного выветривания, ранее сформированных базальтов, извержение которых по данным описания кернов, также происходило в субаэральных условиях. Приведенные характеристики состава и строения литостратиграфии палеоцена еще раз подчеркивают важную особенность Тихого океана – латеральную, геодинамическую неоднородность во временном интервале палеоцена, которая фиксируется фрагментами палеоцена, или его полным

выпадением из разреза. В целом же, преобладающими геодинамическими условиями в палеоцене или его частях, является преобладание мелководного осадконакопления в условиях тропического климата.

4.2.6. Эоцен.

Отложения эоцена, по сравнению с отложениями предыдущих временных интервалов, распространены по данным бурения более широко и вскрыты бурением в преобладающем большинстве структур «океанов». В эоцене и позднее происходили процессы направленного погружения и нарастающего преобладания в разрезах кернов скважин океанов гемипелагических и пелагических отложений. Можно с учетом данных глубоководного бурения предположить, что распространение отложений эоцена в «океанах» охватывает преобладающее большинство структур. Эоцен или начинает разрез отложений олигоцена-миоцена, либо продолжает позднемиоценовые отложения, но в обоих случаях проявлен перерыв, занимающий отдельные фрагменты собственно эоцена. Отложения эоцена в обоих случаях свидетельствуют об активной тектонике, выраженной или формированием базальтов, или формированием надбазальтовых обломочных отложений, или в ряде случаев, мелководных карбонатных отложений. Все это свидетельства проявления дифференцированной по латерали динамической активности и преобладания в это время или мелководных обломочных отложений, или базальтов, подвергающихся активным окислительным изменениям.

Отложения эоцена выявлены бурением практически во всех структурах океана. Существует два типа отложений. Первый, когда эоцен связан взаимопереходами с вышележащими осадками олигоцена. Этот тип отложений установлен бурением в островодужных системах. Здесь отложения эоцена представлены вулканогенными конгломератами. Поздний эоцен – известняк налегает на базальты (хр. Бауэрса).

В пределах Марианской и Идзу-Бонинской ОД (поздний эоцен-олигоцен) надбазальтовые пыльно-красные алевритистые глины, среднеэоценовые биокласты. Олигоцен-эоцен – базальты и надбазальтовые обломочные породы, красные аргиллиты, вулканокластические брекчии. Возраст базальтов в хребте Бауэрса-Алеутская ОД и риолитов ОД Тонга-Кермадек – эоцен.

Второй тип – эоцен продолжает отложения позднего мела. При этом из разреза выпадает палеоцен. Такие соотношения характерны для океанических плато и поднятий (Шатского, Онтонг-Джава): красные аргиллиты, вулканокластические породы (эоцен), туфы с обломками древесины, слоями, обогащенными органикой, содержащими обломки красных измененных базальтов. Авторы описания керна считают условия образования этих отложений субаэральными, так же, как и субаэральными условия их выветривания. Подобные взаимоотношения установлены и в ряде абиссалий. В бассейне Науру в позднем мелу установлены пять главных дискретных эрозионных событий, они датируются средним-поздним маастрихтом, поздним эоценом, ранним-средним олигоценом. Северо-Восток – средний эоцен-мел с доломитом ниже сантиметровые фрагменты базальтов – средний эоцен-поздний эоцен – илы глины и прослой с ихтиолитами; 234-250 м – ранний эоцен – красно-коричневый мел; выше базальтов прослой 14 см коричневого мела с фрагментами измененного окисленного и ожелезненного базальта – высоко выветрелого и высоко фрагментированного. Рассматривая сведения о составе и строении, и времени становления части Северо-Восточной впадины, прежде всего, следует отметить, что время ее заложения, вернее время формирования базальтового основания, кардинально отличается более молодым возрастом по сравнению с Северо-Западной абиссальной впадиной – бассейном. Здесь в серии скважин возраст базальтового основания оценивается по биостратиграфическим данным в интервале эоцен – в скважинах, расположенных в районе разлома Молокаи (скв. 1215, 1217) и средний - поздний эоцен в скважинах, расположенных южнее в районе разломов Кларион-Клиппертон. В скважинах выше базальтов залегают существенно карбонатные отложения – коричневый мел, с обломками измененного, окисленного и ожелезненного

базальта – высоко выветрелого и высокофрагментированного с возрастом ранний-средний эоцен. В основании скв U1333A маломощный ~ 3,3 м фораминиферовый известняк (пачка IV) перекрывает базальт - средний эоцен (пачка V). Мелкозернистые базальтовые фрагменты были получены в разрезе каждой пробуренной скважины, так же, как и брекчии известняка и базальта. Чередующаяся последовательность позднего эоцена представлена нанофоссильным мелом, радиоляритом и глиной. В пределах асейсмичных хребтов подводная гора Нинтоку эоценовые песчаники и конгломераты представляют собой мелководные образования. Многочисленные окаменелости показывают близкое присутствие в это время рифового комплекса. Надбазальтовая пачка – ранний эоцен (граница эоцен-палеоцен) – желто-коричневый известковистый конгломерат (округлые обломки 5-90 мм) и субугловатые обломки афировых темно-зеленых базальтов и вторичный гематит. Обломки пеллеципод (45%), красные водоросли (40%), фораминиферы (5%). Минимальный возраст основания – поздний палеоцен-ранний эоцен (по нанофоссилиям 53,6-55,0 млн. л.).

Можно с учетом данных глубоководного бурения предположить, что распространение отложений эоцена в океане охватывает преобладающее большинство структур. При этом эоцен литостратиграфически или начинается отложения олигоцена-миоцена, либо продолжает позднемиоценовые отложения, но в обоих случаях проявлен перерыв, занимающий палеоцен и отдельные фрагменты собственно эоцена. Отложения эоцена в обоих случаях свидетельствуют об активной тектонике или формированием базальтов, или формированием надбазальтовых обломочных отложений, или в ряде случаев, мелководных карбонатных отложений. Все это свидетельства проявления дифференцированной по латерали динамической активности и преобладания в это время или мелководных обломочных отложений, или базальтов, подвергающихся активным окислительным изменениям.

4.2.7. Миоцен.

Характерная литостратиграфическая и литогеодинамическая особенности миоцена в островодужных системах (ОД) Тихого океана заключаются в продолжении активного в тектоническом отношении режима осадконакопления и дифференцированный его характер в островодужных хребтах и сопредельных с ними осадочных бассейнах. Такие различия проиллюстрированы описанием разрезов по скважинам, ранее рассмотренных ОД. Так в пределах Алеутской ОД хребты Бауэрса и Ширшова были заложены в миоцене на базальтовом основании, выше которого располагались, также, миоценовые неритовые или карбонатные, или терригенные отложения, фиксируя тем самым этап структурной перестройки, между базальтовым основанием и вышележащими отложениями. В Марианской и Идзу-Бонинской ОД, в ассоциированных структурах бассейн – хребет, в бассейне в миоцене формируются, чередующиеся пелагические и обломочные слои и туфы. В то же время (миоцен), в хребте формирование обломочных пород происходило в субэральных условиях, что подтверждается присутствием в разрезе фрагментов лигнита. Можно предположить, что в пределах линейных хребтов, в миоцене существовали в виде цепочек вулканических островов, возможно, подобно другим асейсмичным хребтам не только Тихого океана, но и Индийского океана (хребет Найнтист). Более сложной, но также активно динамичной является история развития ОД Тонга-Кермадек. По данным бурения, седиментация началась в позднем эоцене- раннем олигоцене с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низко калиевыми риолитовыми вулканическими породами. Карбонатное осадконакопление прерывалось неоднократным образованием вулканических обломочных отложений из близлежащих риолитовых ассоциаций. С раннего олигоцена до начала среднего миоцена был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков. Последовавшее воздымание в позднем миоцене сопровождалось ремобилизацией вулканических источников и формированием вулканокластических конгломератов.

Вулканические потоки в миоценовом разрезе изменяются от риолитов до дацитов. Проседание продолжалось до среднего плейстоцена и возможно до плиоцена. Но здесь следует отметить, что несмотря на режим проседания, здесь в плейстоцене и в голоцене, сохраняется – продолжается режим активного кластического и вулканокластического осадконакопления с ограниченностью распространения пелагических илов. Все это происходит позднее в квартере на фоне активной сейсмической и вулканической деятельности. По-иному, в тектоническом отношении, развиваются сопредельные с западно-тихоокеанскими ОД – поднятия, хребты и гайоты Запада Пасифика цепи островов Лайн, Плато Манихики, горы Мид-Пасифик поднятие Хесса: плато Онтонг-Джава, гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана. Здесь вначале следует отметить, что, так же, как и ранее – в эоцене сохраняются геодинамические различия между этими сопредельными структурами. Эти различия: относительно пассивный режим в миоцене и плейстоцене осадконакопления в плато и поднятиях и уже рассмотренный режим накопления осадков в сопредельных ОД. В пределах перечисленных плато и поднятиях осадки миоцена и смежные с ними осадки плейстоцена-голоцена представлены преимущественно пелагическими нанофоссильными илами при резко подчиненной роли пелагических глин и обломочных отложений. Резюмируя состав и строение отложений миоцена в плато и поднятиях прежде всего следует отметить тесную связь литологических особенностей миоцена с вышележащими отложениями плиоцена-плейстоцена. Эта связь выражена практически повсеместным сходством состава осадков в большинстве своем представленных илами – пелагическими осадками, свидетельствующими о начале плавного процесса погружения рассмотренных структур и отложения пелагических илов в стабильных в тектоническом отношении условиях. Относительно состава и строения разрезов в абиссальных впадинах в миоцене рассмотрим два типа абиссалий: первый тип – абиссальные впадины, расположенные сопредельно с плато и поднятиями северо-запада океана – Марианская, Науру; второй тип – впадины, расположенные по обрамлению Восточно-Тихоокеанского поднятия, и они же расположенные восточнее Императорского и Гавайского асейсмичных хребтов и восточнее ОД Тонг-Кермадек и севернее: окраины Антарктики (Беллингаузена). В абиссалиях, расположенных северо-восточнее Императорского и Гавайского асейсмичных хребтов, миоценовые осадки представлены преимущественно пелагическими илами и глинами и сходны по составу с нижележащими отложениями эоцена и олигоцена. В ряде мест – Северо-западная часть Тихого океана, Восточная экваториальная часть Тихого океана, северо-западной части Тихого океана, между Японией и севернее поднятия Шатского, состав отложений миоцена тот же, но появляются прослой вулканического пепла. В абиссалиях сопредельных с плато и поднятиями миоцен представлен – туфами содержащими хорошо сохранившиеся гиалокластиты и вулканокластические турбидиты, произошедшие из цепи Каролинских островов; туфы с пелагическими глинами; средний миоцен- нижний миоцен; туфы массивные; метровой мощности с лапилями, вулканическим пеплом; редко они замещены глиной или палагонитизированные. На юго-востоке океана в пределах восточного окончания абиссальной равнины Беллингаузена – голоцен-поздний миоцен – сложены серым неконсолидированным песком, алевроитом, глиной и диатомовым илом. Кварцевый песок хорошо отсортирован, полевои шпат и тяжелые минералы (до 10%) Редки кварцевые породы. Зерна угловатые до субокруглых; поздний миоцен – средний миоцен – серый консолидированный аргиллит. Таким образом, и в миоцене получают подтверждение бурением два типа абиссальных впадин, различающихся геодинамическими условиями осадконакопления. В частности, более позднее – плейстоцен-голоцен – пелагическое осадконакопление и присутствие обломочных фаций в разрезе, появление их может быть связано с сопредельными структурами, в которых или происходили, или еще происходят процессы вулканизма. Материалы глубоководного бурения в системах подводных гор Императорского и Гавайского хребтов, а также хребта Наска показывают, что отложения миоцена представлены преимущественно пелагическими нанофоссильными илами в едином комплексе осадков в

интервале плиоцен-плейстоцен-миоцен. В хребте Наска отложения миоцена ассоциированы с олигоценом и характеризуются и пелагическими, и не пелагическими осадками, которые представлены аргиллитами, ракушняками. В целом же, отложения миоцена преобладающе-пелагические. Только в хребте Луисвилль бурением установлена и латеральная и вертикальная временная изменчивость литологического состава и условий формирования отложений миоцена. Бурением в отдельных гайотах установлены вариации состава осадков миоцена от пелагических илов крайне незначительной мощности и вулканокластических осадков, осадочных брекчий. В илах присутствуют обломки пемзы, миндалекаменного вулканического стекла и ниже по разрезу преобладают пемзовый гравий с крупными зернами вулканического стекла. Все это свидетельства разнообразия геодинамических условий становления асейсмичных хребтов, которые можно условно разделить на «молодые» как хр. Луисвилль, недавно закончивший формирование. Свидетельством этого может быть отсутствие вообще осадков на пологих вершинах отдельных гайотов. Относительно более «древние» хребты – Императорский, Наска, где отложения миоцена – пелагические илы – формировались в условно статических обстановках, которые продолжались и позднее в плиоцене-плейстоцене. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) так же, как и другие структуры океана демонстрирует значительное разнообразие тектонических условий осадконакопления. Наряду с этим имеются сведения об отсутствии или крайне малой (первые метры) мощности осадков в осевой части ВТП. Незначительная мощность осадков миоцена совместно с плейстоценом-голоценом установлена бурением в крайней южной части ВТП, где мощность осадков может достигать до 15-16 м. Но в целом в большинстве мест осадки миоцена так же, как и вышележащие осадки неогена представлены преимущественно пелагическими илами, но с присутствием заметного количества глин и осадков, обогащенных гидроокислами железа – металлизированных глин. В целом же материалов по бурению в пределах ВТП крайне мало и оттого можно лишь предположить, что условия формирования различных по латерали частей ВТП не одинаковы, и наиболее молодые осадки и условия осадконакопления находятся в южной части ВТП и в целом же эти условия можно характеризовать как активные в тектоническом отношении. Ранний миоцен по данным бурения вскрыт в основании осадочного разреза в районе моря Росса (Антарктика). Осадки представлены – олигоцен-ранний миоцен – аргиллиты с рассеянными гальками и гранулами размером от 3-6-10 см. В западной части моря Росса на фланге эрозионной долины, ограничивающей западный край банки Пеннел – квартал – мягкие диатомсодержащие галечные глины и пески; – ранний-средний миоцен – полулитифицированные галечные алевритистые глины, диатомсодержащие; – средний- ранний миоцен – полулитифицированные глины с диатомеями, не слоистые. Сходный разрез установлен в окраине Новой Зеландии в осевой части подводного хребта Северный Макгуайер. Основание осадочного разреза – середина раннего миоцена. Средний - ранний миоцен - делится на несколько субпачек, различающихся по содержанию фораминифер и терригенного детритового материала. Континентальная окраина Калифорнии, поднятие уступа Паттон – аргиллиты и туфы в верхней части разреза, измененный диабазовый силл и нанофоссильный мел с металлизированными осадками в нижней части разреза. Осадки выше силла – начало среднего миоцена и ниже силла – ранний миоцен – доломитовой обогащенной железом глины – ранний миоцен. В приведенных случаях заложение континентальной окраины в миоцене сопровождается формированием, существенно, терригенных отложений в тектонически активных условиях, проявленных в разной степени - или обломочными отложениями, аргиллитами или алевритистыми илами, что может отражать различную тектоническую активность начала формирования континентальной окраины. По-иному развивается континентальная окраина северной Австралии, где в миоцене и в дальнейшем в плиоцене формируются существенно карбонатные отложения, с прослоями ракушняков, с крупными бентическими фораминиферами, кораллиновыми водорослями и кораллами – свидетельствами бентических условий карбонатного шельфа – динамически не активного. Несколько по-иному развивается в

миоцене континентальная окраина Аляски, где в плиоцене-миоцене – преобладают илы и с подчиненными прослоями песчанистых диамектитов с диатомовыми илами. Песчанистые диамектиты с литическими и иловыми обломками, размером до 3 см, и фрагментами растений. Обломки пород в диамектитах – метаморфические, слабо метаморфизованные - аргиллиты, мета аргиллиты и базальты. Таким образом, и окраины континентов на приведенных примерах демонстрируют тектонически – литогеодинамически латеральное разнообразие обстановок осадконакопления – от активных до относительно пассивных.

Заключая предварительное обобщением материалов состава и распространения отложений миоцена, следует отметить принципиально важное в геодинамическом отношении положение, смысл которого достаточно очевиден из приведенных материалов. Миоцен – время сосуществования различных по тектонической активности обстановок, что является возможно следствием несходства обстановок взаимодействия коры и мантии океанов, по-разному проявленных в его различных частях при сохранении важного условия: активность всех участков определяется начальным проявлением в них мантийного и мантийно-корового вулканизма. Базовое значение этих данных таково: время - возраст – вторичны по отношению к глубинной геодинамике. Один и тот же возраст могут иметь литостратиграфические ассоциации принципиально разные по условиям становления. Все это означает, что процессы развития отдельных структур океанов не регулируются временем, а определяются процессами глубинного петрогенезиса. Соответственно разные по таким признакам литостратиграфические ассоциации могут иметь близкий возраст в разных «местах» и, наоборот, сходные по составу и строению литостратиграфические ассоциации могут формироваться в разное время и в разных «местах». Итак, еще раз применительно к миоцену следует подчеркнуть неравномерность во времени и неоднородность по геодинамическим условиям формирования уже сложившейся системы тектонических структур Тихого океана. Применительно к этому следует обратиться к характеристике этого времени, приведенной в уже упоминавшемся «Атласе...», 1989», которые, как будет показано ниже, могут прямо проецироваться на миоцен Тихого океана. Далее цитируется раздел «Миоцен» в «Атласе...», 1989». «В начале периода сохраняются некоторые черты унаследованности от предыдущей эпохи и в ряде регионов переход от палеогена к неогену был постепенным. Но уже в конце раннего, в среднем и особенно позднем миоцене, скорость изменения тектонической и палеогеографической обстановок резко возрастает, в общем поднятие вовлекается значительная площадь континентов». Ко всему этому следует добавить то, что в отличие от временных до миоценовых подразделений распространение отложений миоцена происходит в площади, охватывающей практически всю территорию современного Тихого океана. Эту особенность наследуют и другие после миоценовые комплексы.

Здесь следует отметить еще одну знаковую особенность миоцена Тихого океана. В пределах окраин континентов этого океана на континентальное основание налегают продукты разрушения – континентального выветривания (море Росса) метаморфических пород, примерно также, как и в американских и африканских окраинах Атлантического океана (Фолькленды и западная Африка). Но в этих местах основание разреза датируется триасом, а в Тихоокеанской окраине - миоценом, что еще раз свидетельствует о «молодости» Тихого океана.

4.2.8. Плейстоцен.

Существенно пелагические отложения, вскрыты бурением практически повсеместно, заполняя всю площадь современных океанов. Именно этот временной интервал можно считать активным продолжением процесса формирования современных океанов, которое по данным бурения начиналось в различных структурах (абиссали) с раннего-позднего миоцена. При этом степень фациальной изменчивости отложений в этом временном интервале заметно уменьшается по сравнению с предыдущими интервалами. Интенсивность и неравномерность тектонических движений, контролирующих процессы осадконакопления, перерывы и несогласия могут возрастать

со временем в океанах, определяя в дальнейшем переход к процессам новейшей тектоники, роль которой в современных океанах сегодня недостаточно оценена. В отличие от Атлантического и Индийского океанов разрезы миоцена-плейстоцена Тихого океана, вскрытые скважинами, характеризуются в большинстве случаев «смесью» пелагических илов и обломочных отложений, а также присутствием металлизированных илов, ассоциирующихся с базальтами. Все это подчеркивает динамическую активность структур Тихого океана в раннем-позднем миоцене-плейстоцене, отличающих этот океан от Атлантического и Индийского океанов.

Приведенные характеристики литостратиграфии миоцена-плейстоцена островодужных систем указывают на устойчивое присутствие в них наряду с илами, обломочных отложений – песков, нередко вулканокластических. Это не характерно для Атлантического и Индийского океанов, где отложения этого возраста исключительно представлены пелагическими илами. Такие различия указывают на продолжающийся в плейстоцене в Тихом океане активный геодинамический режим, сопровождавшийся формированием поднятий и сносом с них обломочного материала в прилегающие прогибы. Знаковые вертикальные тектонические движения фиксируются также в частности на примере ВТП, где в отдельных участках практически отсутствует осадочный покров на вулканитах. Свидетельством того же служит другой пример отдельных гайотов в хр. Луисвилль лишенных осадочного покрова в процессе волновой эрозии. Меняющиеся соотношения илов и песка в различных частях разреза разных островных дуг еще больше подчеркивают латеральные и временных различия – дифференцированность тектонических и вернее неотектонических условий осадкообразования. В материалах бурения в асейсмичных хребтах Императорском и Гавайском сведения об отложениях плиоцена-плейстоцена ограничены в силу того обстоятельства, что по техническим причинам скважина в ее верхних частях промывалась без отбора и изучения рыхлых пластических отложений голоцена-плейстоцена. И тем не менее в отдельных скважинах, вскрывших плиоцен-плейстоцен, вновь преобладают не пелагические илы, а обломочные породы. В пределах асейсмичного хребта Луисвилль в двух случаях скважины пробурены на крупных симаунтах вблизи их флангов и еще в трех случаях бурение проведено в центре не крупных построек. В ряде скважин верхняя часть керна представлена илами мощностью от 6,6 до 13,5 м; в других скважинах (U1373, U1376) пелагические илы отсутствуют, и керн сначала представлен валунным («твердым») комплексом осадков. Во всех скважинах основная масса осадочного покрова представлена последовательностью вулканических песчаников, различных типов базальтовых брекчий или базальтовых конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками базальтов, тефрой, включая автобрекчированные потоки или пепериты. Пробурено также несколько интервалов известняков с присутствием прослоя рифовых водорослевых известняков мощностью 15 м. в скв. U1276 на гайоте Бартон. Кроме того, несколько плотных пелагических известковых пачек были вскрыты бурением на других симаунтах, но там их мощность не превышала 30 см. В некоторых скважинах хребта Луисвилль разрезы показывали переход от субаэральных условий в верхних частях вулканического основания в субмаринные условия извержений; или же бурение вулканического основания сразу же вскрывало субмаринную вулканическую последовательность.

В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) в протяженном субмеридиональном трансекте рейса 138, проходящего по меридиану 110° 3 отложения мощностью 94,2 м – от плейстоцена до среднего миоцена – вскрыты в четырех скважинах 848 и описываются как одна пачка. В разрезе доминируют нанофоссильные илы с интервалами диатомовых илов, металлизированные илы и глины. Резюмируя результаты этого меридионального трансекта вдоль западного фланга ВТП, следует отметить достаточно выдержанный характер разреза, вскрытый во временном интервале плейстоцен-средний миоцен с перерывом, фиксирующемся в нижнем плиоцене по тонкой коре, обогащенной интенсивно гидроокислами железа и марганца. Ниже этого несогласия выделяется пачка осадков илов и глин, заметно более обогащенных гидроокислами железа и марганца – металлизированных илов и

глин – предвестников появления в основании разреза отдельных скважин обломков измененных базальтов. Следует также отметить различие в мощностях осадков при достаточно устойчивых особенностях и строения разреза. Также важно, что в существенно пелагических осадках отсутствуют прослой пеплов и обломочных осадков, которые свидетельствуют о возможной близости к области осадконакопления вулканических хребтов и поднятий. Вдоль этого субмеридионального трансекта не фиксируются какие-либо значимые изменения в составе и строении разрезов в пробуренных скважинах. Основание разреза – металлизированные осадки или пески с продуктами разрушения измененных – окисленных базальтов. В рейсе 169 – Срединная долина, трог Эсканаба и в хребте Хуан-де Фука изучены залежи массивных сульфидов в отложениях плейстоцена. Рассматривая характеристику разрезов скважин хребтов Горда и Хуан-де Фука, можно лишь отметить, что в этих местах «курильщики» Атлантического океана реализованы в виде рудных столбов сульфидного оруденения, с четко выраженной питающей – фидерной зоной. Таким образом, здесь, трог Эсканаба голоцен – плейстоценовые пелагические и гемипелагические отложения, являются рудовмещающими, отчетливо демонстрируя характер и масштабы оруденения, ассоциированные с глубинными «курильщиками». Ознакомление с материалами бурения на северо-западной окраине Австралии позволяет определенным образом прокомментировать эти результаты. История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад, и в течение всего этого времени, здесь сохранялись относительно устойчивые и климатические условия – тропического климата, и литологически устойчивое карбонатное осадконакопление. Их особенности, проявлены, в целом, в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические, батинальные условия проявлялись в относительно короткий период накопления нанофоссильных илов – в голоцене-плейстоцене и частично в плиоцене. В дальнейшем, от плиоцена до олигоцена, условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым, формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения палеоцена и эоцена. Их отсутствие в разрезах, пробуренных скважин, может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении, несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет.

Завершая характеристику плейстоцена в той мере, которая была доступна по собранным материалам, следует отметить, то что в отличие от Атлантического и Индийского океанов разрезы миоцена-плейстоцена Тихого океана, вскрытые скважинами, характеризуются в большинстве случаев «смесью» пелагических илов и обломочных отложений, а также присутствием металлизированных илов, ассоциирующихся с базальтами. Все это подчеркивает динамическую активность структур Тихого океана в плейстоцене-голоцене отличающих этот океан от Атлантического и Индийского океанов. Однако отдельные черты сходства можно предварительно отметить, сопоставляя состав и строение разрезов плейстоцена большинства структур Тихого океана с молодыми структурами севера Атлантики, где так же, как и Тихом океане сочетаются пелагические илы и обломочные отложения. Дополнительным подтверждением относительной молодости Тихого океана является и то, что здесь в разрезе плейстоцена реализуется процесс рудообразования, который в Атлантическом океане представлен только курильщиками.

Целесообразно рассмотреть некоторые особенности развития Тихого океана, не делая попыток создания даже предварительной модели его формирования. Что важно, по мнению автора, для попытки составления такой модели? Какие сведения, вытекающие из рассмотренных данных глубоководного бурения, могут быть приняты в качестве моделиобразующих? Во-первых, следует отметить условно «центробежную» особенность его развития,

которая заключается в том, что наиболее ранние – среднеюрские вулканиты и осадки находятся практически в центре океана и на наибольших глубинах (впадина Пигафетта, глубина до 6200 м). В дальнейшем, в процессе развития участки – области последующего вулканизма и осадконакопления распространяются по-разному и в разное время на запад и на восток от среднеюрского «центра». Попытка сопоставления этой ранней стадии развития Тихого океана с Атлантическим свидетельствует о противоположной тенденции развития Атлантического океана – «центросремительной», когда развитие этого океана начинается от его периферии и далее последовательно смещается к его условному «центру». По имеющимся материалам легко сравнить особенности этих ранних стадий обоих океанов. Отчетливо различаются и по времени, и по составу «начальные» вулканиты: толеиты, а затем щелочные базальты в Тихом океане и исключительно толеиты – в Атлантическом. В Тихом океане келловей-бат. Нижние 133 м содержат потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов, и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированные. В Атлантическом океане в большинстве абиссальных впадин надбазальтовые отложения представлены типичными карбонатными брекчиями, цемент которых известняк, а включенные в него обломки представлены выветрелыми базальтами. Сопоставление последующих по времени подразделений обоих океанов не входит в задачу автора. В том случае если такая проблема заинтересует читателя это не сложно сделать, так как материалы по океанам разрабатывались системно.

В заключение целесообразно сформулировать выводы по проделанной работе. Следует сразу же указать на то выводы следующие из проведенной работы носят предварительный характер по причине естественно ограниченного материала – ограниченного количества пробуренных скважин и неравномерного распределения их по площади Тихого океана. То же было отмечено в работе, посвященной Атлантическому и Индийскому океанам. В связи с этим предлагается рассмотреть по отдельности выводы по Тихому океану и выводы, следующие из материалов по этим трем океанам. Включение в рассмотрение материалов по трем океанам допустимо по следующей причине все эти работы – 2017. 2018. 2019 гг. основаны на использовании одного и того же материала, выполнялись одним исполнителем и на системной основе, включавшей единую методику систематизации материалов керна, пробуренных скважин внутри океанов по типовым структурным единицам дна океанов. Другие знаковые особенности представляемых материалов – их фактографический характер и то, что материалы бурения систематизировались без использования каких-либо концептуальных построений

Тихий, Атлантический и Индийский океаны:

1 Из сопоставления пространственно-временных особенностей развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов вытекают особенности, свидетельствующие, с одной стороны, об относительной молодости Тихого океана – начало развития – средняя юра в то время как в пределах Атлантического и Индийского океанов наиболее древние отложения представлены ранним-средним триасом. С другой стороны, развитие Тихого океана – центробежное – начинается с относительного центра и развивается в дальнейшем к периферии океана. В Атлантическом и Индийском океанах, наоборот, их развитие начинается центростремительно – от окраин континентов от периферии будущих океанов к их относительно центральным частям.

2. Общим для последовательного развития этих океанов является то, что каждая из последовательных стадий их пространственно-временного развития предваряется – инициируется – проявлением мантийного базальтового вулканизма. Исходя из этого, можно предположить, что базальтовый вулканизм может являться основной причиной – триггером развития океанов в целом и их базовых структур, и процесс петрогеодинамики является первопричиной своеобразия последующих литогеодинамических процессов. Время и своеобразие

развития сопоставляемых океанов во многом определяется своеобразием процессов вулканизма в Тихом и Атлантическом и Индийском океанах, исключительно толеитовым в Атлантическом и Индийском океанах- и широко распространенным щелочно-базальтовым – в Тихом океане.

Тихий океан.

1. Время начала развития Тихого океана – келловей-бат – проявлено в центральной части океана. Формирование преобладающе хемогенных кремнистых отложений и отсутствие обломочных - терригенных отложений, не позволяют связывать их проявление с какими-либо другими внутриокеаническими событиями. Время, зафиксированное процессами вулканизма и осадконакопления в скв. 801 впадины Пигафетта – келловей-бат – совпадает со временем проявления глобальных континентальных тектонических движений средней юры. В бате начинается глобальная перестройка структуры таких крупных регионов как Кордильеры Северной Америки, Андский пояс мощный вулканизм на обширной территории материков – Патагония, Африка, Антарктида. Эти явления могли оказаться предвестниками этапа новейшего океанообразования. Батская фаза тектогенеза предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности ее тектонического и палеогеографического развития». Отсутствуют прямые доказательства возможной связи событий в средней юре на континентах и в Тихом океане. Такая связь в гипотетической форме, тем не менее, может быть принята, как одна из возможных альтернатив.

2. Следует отметить принципиально важное в геодинамическом отношении положение, смысл которого достаточно очевиден из приведенных материалов. Миоцен – время сосуществования различных обстановок тектонической активности что является следствием различных обстановок взаимодействия коры и мантии океанов, по-разному проявленных в его различных частях при сохранении важного условия: активность всех участков определяется начальным проявлением в них мантийного вулканизма. Базовое значение этих данных таково: время-возраст – вторичны по отношению к глубинной геодинамике. Один и тот же возраст могут иметь литостратиграфические ассоциации принципиально разные по условиям становления. Все это означает, что процессы развития отдельных структур океанов не регулируются временем, а определяются процессами глубинного петрогенезиса. Соответственно разные по таким признакам литостратиграфические ассоциации могут иметь близкий возраст в разных «местах» и, наоборот, сходные по составу и строению литостратиграфические ассоциации могут формироваться в разное время и в разных «местах».

Предварительные выводы, несмотря на их предварительность, целесообразно представить читателю несколько по-другому как текст некоторых событий, систематически постоянно повторявшихся в процессе работы над материалами глубоководного бурения. Такие события могут быть рассмотрены отдельно для Атлантического и Индийского океанов и отдельно для Тихого океана. Одновременно основываясь на данных глубоководного бурения могут быть сформулированы события общие для этих океанов.

Такой. общей в истории геологического развития этих океанов является последовательная во времени смена мелководных осадков в начальных и в последующих циклах осадконакопления гемипелагическими и пелагическими осадков на конечных стадиях развития конкретной структуры. Такая смена формирования осадков может быть обусловлена фиксированным положением структур. Последовательное проявление процессов вулканизма предвещает и в некотором отношении определяет особенности процессов осадконакопления структуры на ее конкретной стадии развития. В силу этого обстоятельства вполне оправданным может быть выделение наряду с литогеодинамикой процессов петрогеодинамики.

По данным того же бурения могут быть выделены события глобальных масштабов по-разному и в разное время проявляющиеся или не проявляющиеся в рассматриваемых океанах. Древняя кора Тихого океана имеет

среднеюрский возраст, в то время как древнейшие отложения в Атлантическом и Индийском океанах представлен триасом. Развитие по латерали Атлантического и Индийского океанов происходит центростремительно – от окраин континентов к центральным частям этих океанов. По-другому происходит развитие Тихого океана – от его центральной части к периферии океанов-континентальным окраинам. Другое принципиальное различие океанов-Атлантического и Индийского это проявление в массе существенно толеитового вулканизма в то время как в Тихом океане характерно сочетание толеитового и щелочно-базальтового вулканизма.

Итак, общими для рассмотренных океанов (без Северного Ледовитого) являются:

- доминанта направленного погружения, выраженного сменой мелководных вначале – глубоководными осадками на заключительной стадии развития разных структур;
- процессы вулканизма выступают в качестве инициирующих следующими за ними процессами осадконакопления и отчасти регулируют ход процессов осадконакопления -процессы литогеодинимики;
- итогом наиболее ранними в истории развития структур океанов являются эндогенные процессы вулканизма – триггер развития океанов-процессы петрогеодинамики во многом определяющие развитие отдельных структур и в целом развитие океанов
- на фоне направленного погружения структур процессы вулканизма определяют кратковременные процессы воздымания-перерывы и несогласия не меняющие общую доминанту погружения;
- со временем процессы вулканизма и осадконакопления показывают преобладание глубоководных пелагических илов, определяющих собственно океаническую стадию развития океанов:
- итак развитие океанов регулируется не процессами тектоники – геодинимики, а глубинными внекоровыми процессами базальтового вулканизма – процессами петрогеодинамики.

Сходные по существу положения автору удалось обнаружить в ряде работ касающихся процессов формирования хребта Гаккеля. Еще более значимы, на наш взгляд, заключительные положения статьи П. Майкла и его коллег (Michal et al,2003 Michael P. J., C. H. Langmur, H. J. Dick; J. E. Snaw et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. Nature, 2003.) «В целом результаты наших исследований (хр. Гаккеля) показывают, что не только скорость спрединга и тектоническая сегментация определяют изменчивость систем океанических хребтов». И далее «... сегментация вулканических систем не зависит от тектонических процессов, а зависит только от процессов плавления в мантии».

В завершение представляется возможность сформулировать базовые положения, вытекающие из системного анализа результатов глубоководного бурения океанов, за исключением Северного Ледовитого Океана.

Содержание этих положений таково:

- смена мелководных отложений глубоководными во всех структурах океанов сопровождается одновременно с направленным увеличением площадей, занятых наиболее молодыми отложениями. Направленность развития структур фиксируется изменениями строения и состава литостратиграфических комплексов. Отдельные, возможно изолированные, мелководные бассейны ранних стадий развития океанов соответственно имеют и ограниченное по площади распространения. Увеличение площадей происходит последовательно от ранних к более поздним стадиям формирующихся комплексов;
- существенно пелагические отложения миоцена-плейстоцена-голоцена практически полностью перекрывают плащом площади дна океанов. Мощности этих отложений не велики и петрографический состав довольно однообразен – пелагические илы, или илы с незначительной примесью обломочного материала; время начала формирования пелагических комплексов и их повсеместное (в отличие от ранних комплексов) распространение

позволяет считать, что это время (плейстоцен-голоцен) и является началом формирования современных океанов;

- последовательное и направленное развитие океанов с доминантой погружения продолжается в течении всей истории их развития. В недалёком геологическом прошлом, 8-10 тыс. лет назад происходило погружение континентальным фрагментов Доггерленд, Сахул и др. В Австралии и в других местах океанов по замерам глубин начиная с 1870 года и сегодня продолжается направленное погружение континентальным фрагментов.

На основании системного анализа материалов международных программ глубоководного бурения базовую тенденцию направленного развития всех океанов и всех типов слагающих их структур предварительно можно определить таким образом: со времени начала их формирования и по сегодняшний день направленно в пространстве и во времени устойчиво проявлена тенденция погружения, выраженная сменой субаэральных, неритовых условий осадконакопления – последовательно гемипелагическими и пелагическими условиями. Проведенный системный анализ позволяет предположить, что формирование современных океанов произошло в кайнозойе путем перекрытия всех структур – плащом пелагических отложений – и только тогда появилось то, что называют современным океаном.

Последовательное и направленное развитие океанов с доминантой погружения продолжалось и в недалёком геологическом прошлом: 8-10 тыс. лет назад происходило погружение континентальным фрагментов (Доггерленд, Сахул, Сундааленд и др.) Направленное погружение продолжается и сегодня, что в частности фиксируется замерами глубин в Австралии, начиная с 1870 года.

Jan Backman, Kathryn Moran Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Cent. Eur. J. Geosci. • 1(2) • 2009 • 157-175//doi:10.2478/v10085-009-0015-6.

Во время интервала гипертермального и события Azolla Арктический бассейн был тектонически изолирован от Мирового океана, о чем может свидетельствовать присутствие пресных вод. Бассейн в это время служил резервуаром для окружающих континентальных речных потоков. В середине эоцена хребет оставался мелководным и около прибрежным. Хотя главное эоцен- олигоценное несогласие не изменило климатических обстоятельств около времен 26 млн. лет до 18 млн лет преваляровали условия, которые были до несогласия.

После 18 млн лет тектонические условия изменились в двух отношениях: 1. хребет Ломоносова начал быструю фазу погружения и период изоляции бассейна закончился, когда возникла глубокая связь с Северной Атлантикой через пролив Фрама. Это явилось драматическим переломным периодом длительно продолжавшейся изоляции бассейна. Произошло резкое изменение обстоятельств и условий, характеризующихся окислительными морскими и ледяно-покровными водами, которые продолжаются и сегодня. Кратковременное несогласие в неогене не изменило сложившихся условий.

В конце работы вполне уместна выдержка из работы академика РАН И.С. Грамберга «Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, с.301; с.325).

«И все же глобальная тектоника, обогащенная новыми концептуальными подходами, раскрывающими причинность распада континентов и океанообразование, а также сложности тектонического строения океанического дна, не объясняет заметные отличия в морфологии, тектоническом строении и минерагении Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов – современных океанов Земли.

Большая длительность процесса открытия, становления и возможного закрытия океанов несомненно должна нас предостеречь от некоторой легкости, с которой мы реконструируем океаны прошедших геологических

периодов. Изученность современных океанов Земли позволяет проследить общую направленность тектонического развития океанов, стадийный характер процесса и укрепиться в представлении о его большой длительности, но не вооружает нас необходимыми знаниями относительно заключительной фазы тектогенеза океанов – их закрытия. Этот процесс мы можем только предполагать, опираясь на общие представления о строении и развитии Земли и интерпретацию офиолитовых комплексов, которые рассматриваем как фрагменты древней океанической коры.»

Приложение 1

Перечень приведенных в работе описания разрезов по скважинам глубоководного бурения, распределенным по типовым структурам Тихого океана.

Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Рейс 5. Северо-Восточная часть Тихого океана, 1969.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие, 1977.

Рейс 92. Юго-восточная часть Тихого океана, 1986.

Рейс 138. Восточная экваториальная часть Тихого океана, 1992.

Рейс 169. Срединная долина. трог Эсканаба и в хребте Хуан де Фука, 1997.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект – 1, 2001.

Рейс 201. Контроль микробиотических сообществ в глубоководных осадках восточной экваториальной части Тихого океана и окраины. Перу 2002.

Рейс 206. Разрез верхней океанической коры в областях сверхбыстрого спрединга, 2003.

Рейс 329. Микробиология Южной Тихоокеанской абиссальной впадины. 2010. 13 стр.

Текст и графика разрезов по скважинам Восточно-Тихоокеанского поднятия - 119 стр. Обсуждение материалов описания разрезов скважин Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Континентальные окраины.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида), 1975.

Рейс 29. Юг Новой Зеландии и Австралии.

Рейс 63. Северо-восточная часть Тихого океана (континентальная окраина Калифорнии), 1978.

Рейс 133. Северо-Австралийская окраина, 1991.

Рейс 341. Южная граница Аляски. Взаимодействие тектоники, климата, седиментации, 2014.

Текст и графика разрезов по скважинам по континентальным окраинам.

Обсуждение материалов – описания разрезов скважин по континентальным окраинам.

Плато, поднятия, гайоты.

Рейс 33. Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана, 1976.

Рейс 62. Центральная часть Тихого океана. (поднятие Хесса и Мид-Пацифик), 2007.

Рейс 130. Плато Онтонг-Джава. 1990. 8 стр.

Рейс 143. Гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана. Горы Мид-Пацифик, 1993. 17.

Рейс 144. Атоллы и гайоты северо-запада Тихого океана, 1992.

Рейс 192. Формирование и эволюция плато Онтонг-Джава, 2000.

Экспедиция 324, Поднятие Шатского, 2009.

Текст описания скважин -плато-, поднятия, гайоты

Обсуждение материалов описания скважин – плато, поднятия, гайоты.

Периконтинентальные моря.

Рейс 124. Моря Целебес и Сулу, 1990.

Рейс 128. Японское море, 1990.

Рейс 349. Южно-Китайское море, 2015.

Текст описания скважин периконтинентальные моря.**Обсуждение материалов описания скважин периконтинентальные моря.****Островные дуги.**

Рейс 19. Алеутская абиссальная равнина, 2007.

Рейс 21. Глубоководное бурение на юго-западе Тихого океана. 1973.

Рейс 31. Тестирование различных предложений образования Западно- Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря, 1975.

Рейс 58. Японское море. Бассейн Шикоку, 1977.

Рейс 59. Филиппинское море, 1978.

Рейс 60. Западная часть Тихого океана. Система Марианского желоба, 1978.

Рейс 126. Идзу-Бонинская островодужная система, 1989.

Рейс 135. Бассейн Лау, 1992. (Тонга-Кермадек).

Рейс 323. Палеоокеанография моря Беринга, 2009.

Рейс 350. Преддуговая часть Идзу-Бонинской дуги, 2015.

Рейс 351. Идзу-Бонинская дуга. Бассейн Амами-Синкаку, 2015.

Рейс 352. Идзу-Бонинская дуга. Преддуговая часть, 2015.

Текст описания скважин островные дуги.**Обсуждение материалов описания скважин островные дуги.****Абиссали.**

Рейс 32. Северо – западная часть Тихого океана, 1973.

Рейс 35. Юго-восток Тихого океана (Беллинсгаузен), 2007.

Рейс 61. Марианская котловина. Бассейн Науру, 1978.

Рейс 91. Район желоба Тонго, 1978.

Рейс 129. Древняя кора Тихого океана, 1990.

Рейс 138. Восточная экваториальная часть Тихого океана, 1992.

Рейс 145. Северо-Тихоокеанский трансект, 1992.

Рейс 185. Идзу-Бонинская окраина, 2000.

Рейс 191. Сейсмические наблюдения в северо-западной части Тихого океана, 2001.

Рейс 199. Палеогеновый экваториальный трансект, 2001.

Рейс 320. Тихоокеанский экваториальный трансект, 2010.

Рейс 329. Южно-Тихоокеанская впадина, 2010 29.

Текст описания скважин абиссали 175.**Обсуждение материалов описания скважин абиссали.****Асейсмичные хребты.**

Рейс 19. Алеутская абиссальная долина.

Рейс 55. Северо-западная часть Тихого океана. (Императорские горы), 1977.

Рейс 145. Северо-Тихоокеанский трансект, 1992.

Рейс 197. Движение Гавайской горячей точки, 2001.

Рейс 202. Юго-восточный Тихоокеанский палеоокеанический трансект, 2003.

Экспедиция 330. Хребет Луисвилль, 2011.

Научное издание

Блюман Борис Александрович

**История геологического развития Тихого океана
по материалам международных программ глубоководного бурения**

Публикуется в авторской редакции

Подписано к использованию 20.04.2020. Гарнитура «Таймс». Уч.-изд. л. 60. Объем данных 70 кб.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия
https://www.vsegei.ru/ru/public/our_publications/