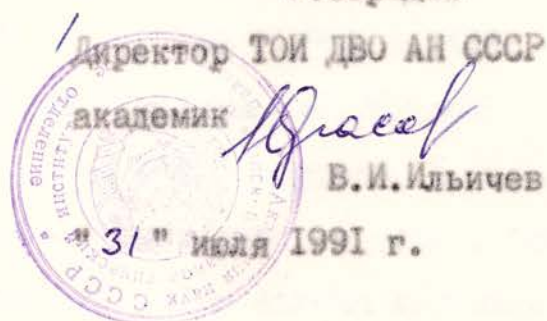


124

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Тихоокеанский океанологический институт

"Утверждаю"



ОТЧЕТ

о геолого-геофизических исследованиях в 33 рейсе
НИС "Профессор Богоров" (Индийский океан,
Филиппинское море)

Ученый секретарь, к.ф.-м.н.

Сергей

О.В. Зайцев

Начальник экспедиции,

зав.лабораторией, к.г.-м.н.

В.П. Леликов

В.П. Леликов

Владивосток

1991

РЕФЕРАТ

Отчет, 207 стр., 11 таблиц, 32 рисунка, 3 приложения

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ЭХОЛОТ-
НЫЕ ПРОМЕРЫ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПРОВОБОВАНИЕ, ДРАГИ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ТРУБКИ, ДНОЧЕРПАТЕЛИ, МАГМАТИЧЕСКИЕ, ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ,
РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ФОСФОРИТЫ, ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Изложены результаты работ в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров"
в мае-августе 1990 г. (Индийский океан, Филиппинское море). Опи-
саны рельеф и геологическое строение западного склона Амирантс-
кой дуги (Индийский океан), хребта Кюсю-Палау и плато Урданета
(Филиппинское море). Получены данные о геомагнитном поле на Ами-
рантской дуге и хребте Кюсю-Палау. Выполнены попутные радиофизи-
ческие исследования облачности и осадков.

Список исполнителей

- I. Андронкин В.М., раздел 3
2. Бадрединов З.Т., раздел 4
3. Белоглазов А.И., раздел 3
4. Бессонова Е.А., раздел 3
5. Вербицкий В.Л., раздел 2
6. Деркачев А.Н., раздел 5
7. Зимин П.С., раздел 3
8. Кемкин И.В., раздел 4
9. Коптев А.А., раздел 3
10. Леликов Е.П., введение, раздел I, заключение
11. Мартынов Ю.А., раздел 4
12. Митник Л.М., раздел 6
13. Николаева Н.А., раздел 5, приложение, табл.2
14. Съедин В.Т., раздел 4, приложение, табл.1
15. Цовбун Н.М., раздел 3
16. Холодкевич И.В., раздел 3, таблицы 4.1; 4.3

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. (Леликов Е.П.).....	5
I. Отчет начальника экспедиции (Леликов Е.П.).....	6
2. Геоморфологические исследования (Вербицкий В.Л.)....	13
3. Отчет геофизического отряда (Андронкин В.М., Бело- глазов А.И., Бессонова Е.А., Зимин П.С., Коптев А.А. Цовбун Н.М., Холодкевич И.В.).....	23
4. Отчет геологического отряда	44
4.4.1. Индийский океан	45
4.4.1.1. Магматические породы (Бадрединов З.Т., Марты- нов Р.А., Съедин В.Т.).....	46
4.4.1.2. Осадочные породы (Кемкин И.В.).....	74
4.4.2. Филиппинское море	80
4.4.2.1. Описание станций (Съедин В.Т., Бадрединов З.Т. Мартынов Ю.А.).....	80
4.4.2.2. Магматические породы (Съедин В.Т., Бадреди- нов З.Т., Мартынов Ю.А.).....	126
4.4.2.3. Осадочные породы (Кемкин И.В.).....	132
5. Отчет литологического отряда (Деркачев А.Н., Николае- ва Н.А.).....	139
6. Радиофизические исследования облачности и осадков (Митник Л.М.)	166
Заключение (Леликов Е.П.).....	192
Приложение	194
1. Каталог станций драгирования (Съедин В.Т.).....	195
2. Каталог литологических станций (Деркачев А.Н., Нико- лаева Н.А.).....	203
3. Каталог значений наблюденного геомагнитного поля (Андронкин В.М., Бессонова Е.А., Коптев А.А., Цов- бун Н.М.).....	

Введение

В настоящем отчете изложены результаты геолого-геофизических исследований, выполненных в 33 рейсе нис "Профессор Богоров" Тихоокеанским океанологическим институтом и Дальневосточным геологическим институтом ДВО АН СССР в Индийском океане и Филиппинском море с II мая по 7 августа 1990 г. с заходами в п.Копенгаген (Дания), Виктория (PCO), Сингапур (PC).

Экспедиция проводилась согласно план-программе, утвержденной Вице-президентом АН СССР академиком Н.П.Лаверовым 9 апреля 1990 г. Она выполнялась в соответствии с общегосударственной комплексной программой исследования и использования Мирового океана.

Задание 02.06, проект "Литос" НI. Изучить основные, ультраосновные и метаморфические породы.

02.09. проект "Седимент" Н I. Провести фацимальное и палеогеографическое изучение осадочного слоя.

04.01. "Вестпак" Н.46. Провести изучение подводного вулканизма.

2.1.2. По проекту "Тихоокеанские трансекты" (ПЕКТРАН).

Задачи поставленные перед экспедицией, по отдельным заданиям сводились к изучению:

02.06.НI. Разреза земной коры Амирантской островной дуги и структур Филиппинского моря.

02.09.НI. Структуры и состава пород осадочного чехла.

04.01.Н46. Особенности вулканизма островных дуг, подводных хребтов и поднятий.

Эти задачи решались на отдельных полигонах путем драгирования, отбора проб рыхлых отложений трубками и дночерпателями, проведением эхолотных промеров и магнитометрической съемки по профилям пересекающим основные морфоструктуры вкрест простирания через 3-10 миль.

Кроме того проводился маршрутный эхолотный промер морского дна на участке в Индийском океане и СВЧ-радиометрические и радиолокационные измерения характеристик облачности и осадков на всем

пути следования.

Схема работ и переходов показана на рисунке I.I.

Обработка данных проводилась непосредственно на судне и заключалась в построении батиметрических карт полигонов, в составлении каталога глубин модуля полного вектора магнитного поля Земли, анамального магнитного поля, в оценке водозапаса облаков и интенсивности дождя. Изучение вещественного состава горных пород и осадков проводилось с помощью микроскопа, рентгенографическим ("ДРОН-10") и рентгеноспектральным методом ("СПАРК-1").

Отчет состоит из отчетов начальника экспедиции и начальников отрядов, в которых изложена методика работ, дана характеристика используемой аппаратуры и приборов, приведены объемы выполненных работ и основные научные результаты.

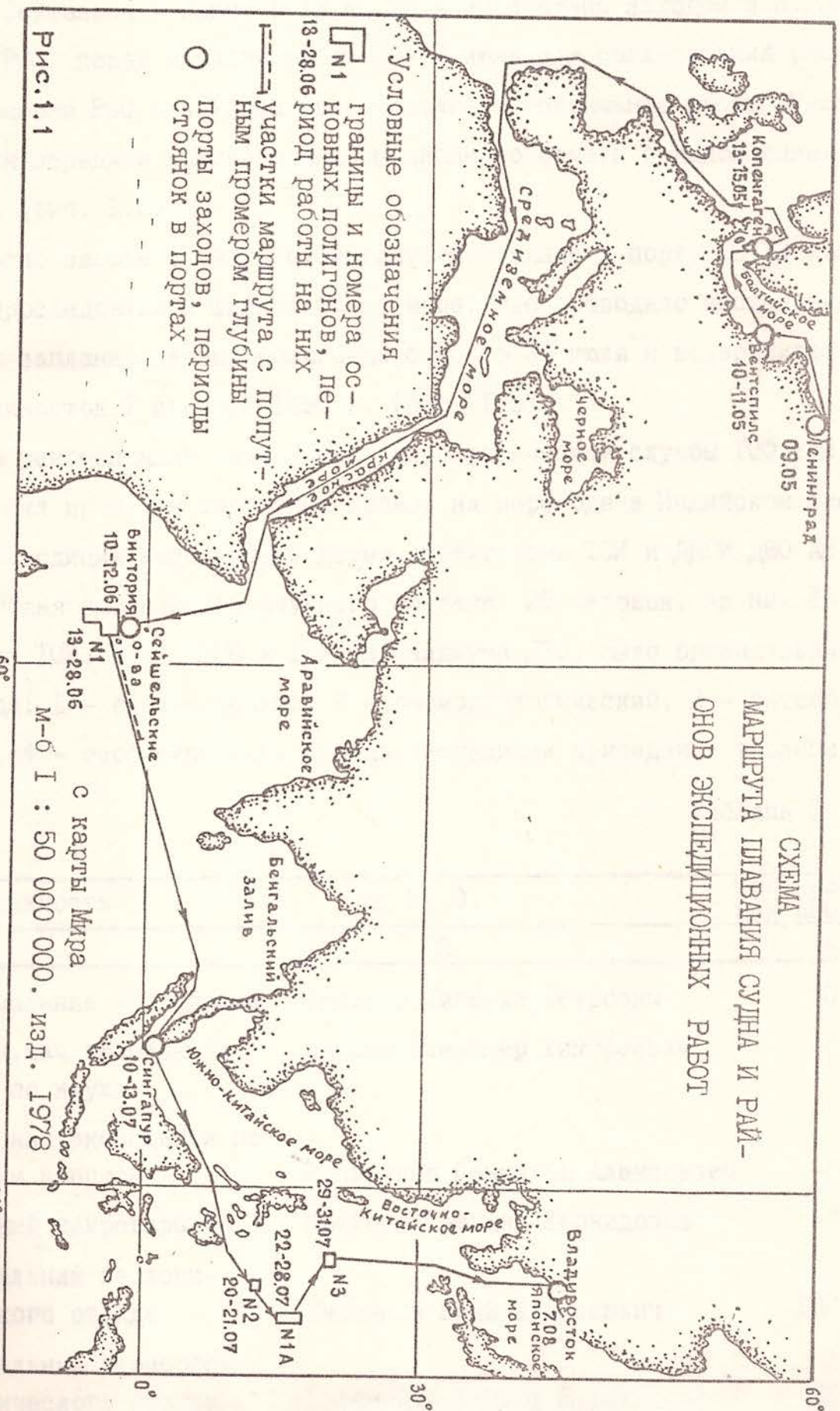
В конце отчета в виде приложений приведены каталоги литологических станций, станций драгирования, значений полного и анамального магнитных полей, значение глубин и другой фактический материал.

1. Отчет начальника экспедиции

Согласно план-программе рейс выполнялся как перегонный из п. Ленинград в п. Владивосток. Первоначально его продолжительность была 105 суток. В дальнейшем решением Председателя Президиума ДВО АН СССР академиком В.И.Ильичевым он был сокращен до 90 суток. На основании этого было составлено дополнение к рейсу утвержденное 17 апреля 1990 г., которым сокращалось время исследований на запланированных полигонах ^{были} исключены исследования методом НСП.

Согласно распоряжения (№ 16020-27Н, 17.04.90) Председателя Президиума ДВО АН СССР академика В.И.Ильичева начало рейса было назначено на 28 апреля 1990 г. из п. Ленинград. Однако, в связи с неготовностью судна, из-за задержки получения продовольствия судно вышло из Ленинграда 9 мая. Затем проследовало в п. Вентспилс Латвийской ССР, где оно было заправлено топливом и вышло в рейс 11 мая 1990 г. Срок окончания рейса был установлен 7 августа в п. Влади-

СХЕМА МАРШРУТА ПЛАВАНИЯ СУДНА И РАЙ- ОНОВ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ РАБОТ



Восток.

Работы выполнялись в Индийском океане на Амирантской островной дуге и Сейшельской банке с 13 по 28 июня с одним заходом в п. Викторию (PCO) перед началом работ 10-12 июня для согласования работ в экономзоне PCO и заходом на о.Праслен по окончании работ 27-28 июня для передачи краткого информационного отчета о выполненных работах (рис. 1.2).

После захода судна в п.Сингапур и стоянки в порту 10-13 июля судно проследовало в Филиппинское море, где проводило исследования на трех запланированных полигонах с 20 по 31 июля и возвратилось в п. Владивосток 7 августа 1990 г. (рис. 1.3).

По рекомендации начальника гидрографической службы ТОФ Е.Н.Симакова был проведен эхолотный промер на переходе в Индийском океане.

Экспедиция выполнялась двумя институтами ТОИ и ДВГИ ДВО АН СССР. Общая численность научного состава 25 человек, из них 15 человек из ТОИ, 9 из ДВГИ и 1 из Президиума ДВО. Было организовано 4 отряда: 1 - геологический, 2 - геоморфологический, 3 - литологический, 4 - геофизический. Состав экспедиции приведен в таблице 1.1.

Таблица 1.1.

№п/п	Должность	Ф. И. О.	Организация ДВО
1	2	3	4
1.	Начальник экспедиции	Леликов Евгений Петрович	ТОИ
2.	Зам.нач.экспедиции по науке	Съедин Владимир Тимофеевич	—"
3.	Зам.нач.экспедиции по общим вопросам	Крайников Геннадий Алексеевич	—"
4.	Ученый секретарь	Крюкова Татьяна Леонидовна	—"
5.	Начальник геологического отряда	Мартынов Юрий Алексеевич	ДВГИ
6.	Начальник геоморфологического отряда	Вербицкий Виктор Лукич	ТОИ

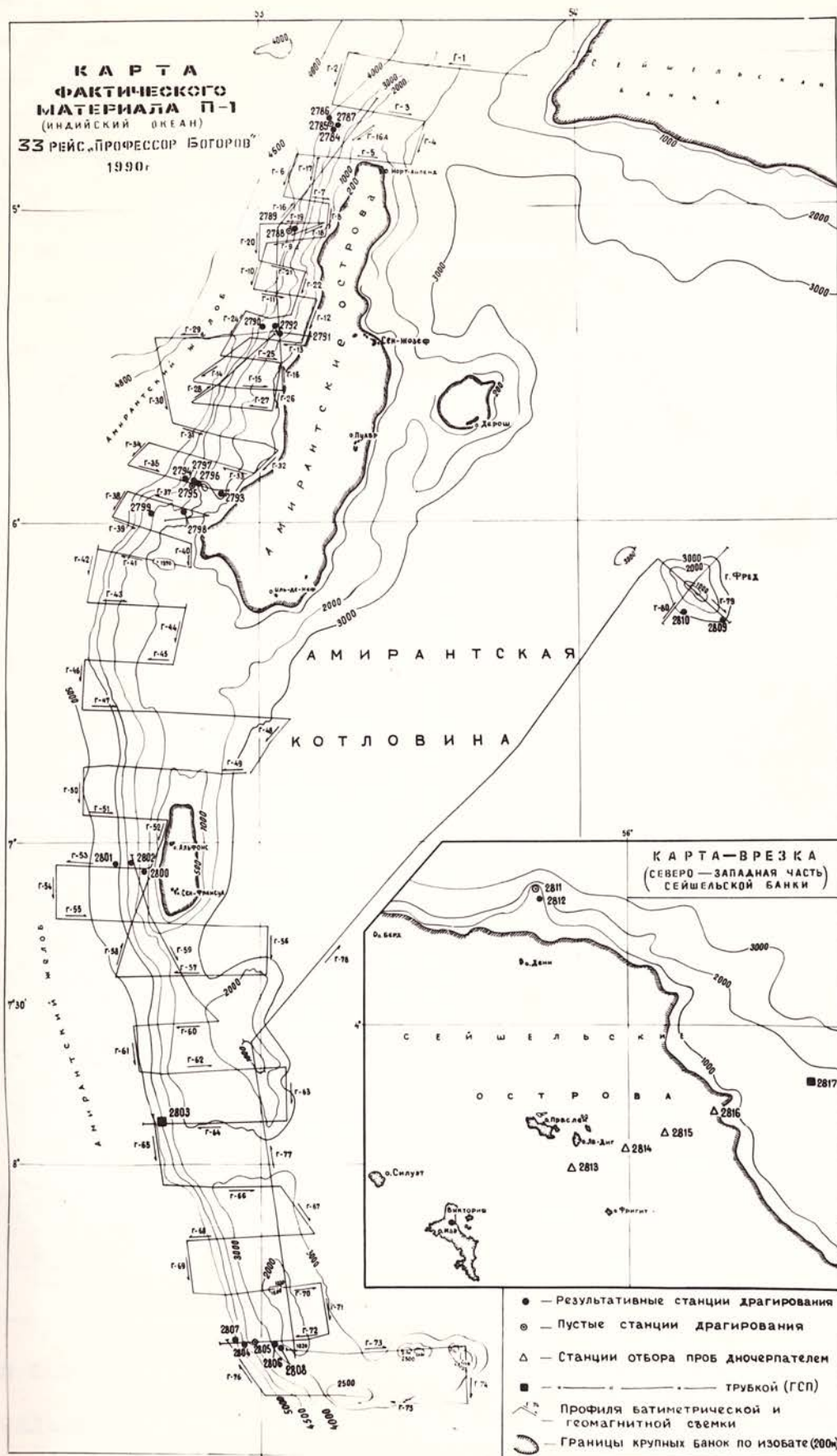


Рис. 1.2

Продолжение таблицы 1.1.

1	2	3	4
7.	Начальник литологического отряда	Деркачев Александр Никитович	ТОИ
8.	Начальник геофизического отряда	Цовбун Николай Моисеевич	-"
9.	Ведущий научный сотрудник	Митник Леонид Моисеевич	-"
10.	Ст.научный сотрудник	Безверхний Владимир Львович	-"
11.	- " -	Холодкевич Игорь Викторович	ДВГИ
12.	- " -	Сапин Валерий Иванович	-"
13.	Научный сотрудник	Бадрединов Зиният Гимельдинович	-"
14.	- " -	Кемкин Игорь Владимирович	-"
15.	Мл.науч.сотрудник	Астахова Надежда Валериановна	ТОИ
16.	- " -	Николаева Наталья Алексеевна	-"
17.	- " -	Уткин Игорь Васильевич	-"
18.	Инженер	Белоглазов Александр Иванович	ДВГИ
19.	-"	Кондратенко Валентина Александровна	ТОИ
20.	-"	Левченко Юрий Владимирович	Президиум Д О
21.	-"	Лучина Тамара Георгиевна	ТОИ
22.	-"	Михайлик Татьяна Михайловна	ДВГИ
23.	-"	Мацкевич Виктор Федорович	ТОИ
24.	-"	Резниченко Виктор Герасимович	ДВГИ
25.	-"	Шевцов Сергей Геннадьевич	ТОИ

Все сотрудники отрядов, а также начальник экспедиции и заместители начальника экспедиции несли вахты, обеспечивающие круглосуточное выполнение геологических работ.

Во время экспедиции было проведено 7 научных семинаров, на ко-

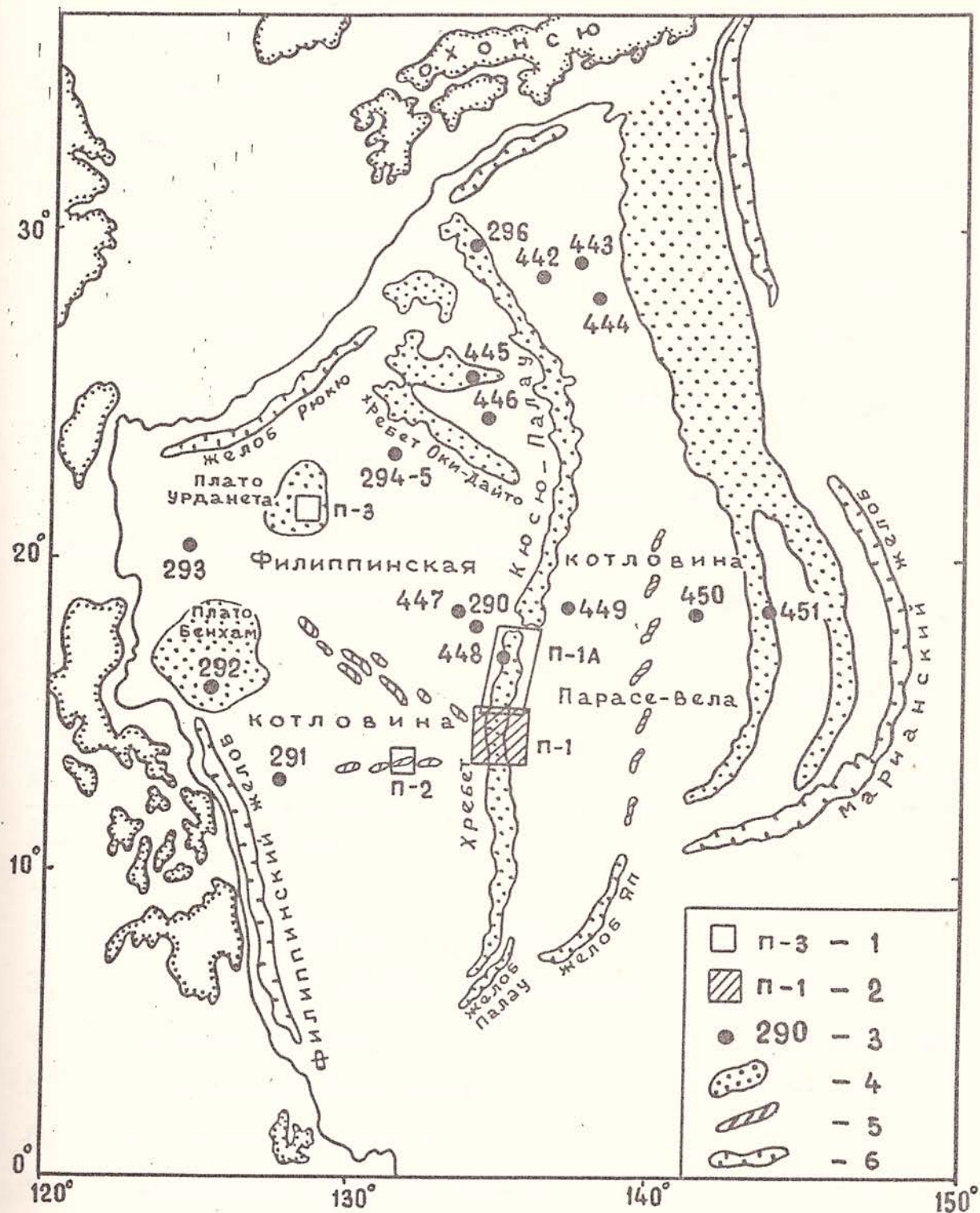


Рис. 1.3. Схема работ в Филиппинском море

1 - районы работ в 33 рейсе нис "Профессор Богоров", 2 - район работ на хребте Кюсю-Палау в 30/31 рейсе нис "Профессор Богоров" (1989 г.); 3 - скв. глубоководного бурения, ее номер; 4 - плато и хребты; 5 - переуглубленные впадины; 6 - глубоководные желоба.

торых ведущие научные сотрудники познакомили участников экспедиции с проблемами исследования океана из космоса (Л.М.Митник), преобразованием щелочных базальтов в гидротермальных условиях (И.В.Холодкевич), принципами тектонического моделирования зоны перехода от континента к океану (В.Л.Безверхний), геохимическими типами базальтоидов (Ю.А.Мартынов), новыми данными по геологии Филиппинского моря (В.Т.Съедин), геологией Сейшельских островов (Е.П.Леликов, И.В.Уткин). Один семинар был посвящен обсуждению результатов рейса.

Погода благоприятствовала выполнению работ, при работах на Амирантской дуге отмечалось волнение моря 3-4 бала.

Все запланированные виды и объемы работ выполнены (таблица I.2).

Таблица I.2

№п/п	Виды работ	Объем, станции, мили
1	2	3
1.	Драгирование	44
2.	Отбор рыхлых отложений трубками	7
3.	Отбор рыхлых отложений дночерпателем	6
4.	Эхолотные промеры	3458 миль
5.	Магнитометрическая съемка	2800 миль
6.	Рентгенофазовый анализ	2II проб
7.	Рентгенофлюорисцентный анализ	94 пробы (658 элементопределени
8.	Минералогический анализ	42
9.	Литологические препараты	98
10.	Петрографические шлифы	160
II.	СВЧ-радиометрические измерения	300 часов

Общая продолжительность рейса 90 суток. Из них в течение 23,3 дней проводились исследования на полигонах (13,5 суток в

Индийском океане и 9,7 в Филиппинском море), остальное время ушло на переходы (51 день) и стоянки в портах (9,1 суток). Использование судового времени приведено в таблице 1.3.

Распределение судового времени в экспедиции полностью соответствует расчетному времени предусмотренному план-программой и дополнениями к ней.

Основные научные результаты

1. На основании эхолотных промеров составлены батиметрические карты всех изученных полигонов (1, 1А, 2, 3, рис. 1.1), значительно уточняющие рельеф дна Амирантской островной дуги, участка хребта Кюсю-Палау, плато Урданета и переуглубленной впадины к югу от Центрального разлома в Филиппинском море.

2. В результате дригирования впервые получены образцы горных пород с Амирантской возвышенности с глубины 5000-2000 м, представленные туфоконгломератами, туфопесчаниками, известняками, вулканитами и интрузивными породами. Наибольший интерес представляет ассоциация ультраосновных (серпентинизированные перидотиты), основных (габбро, габбро-долериты) пород сходная с офиолитовыми комплексами, а также океанические базальты указывающие на формирование этой дуги на океаническом основании, вероятно, путем скупивания океанической коры.

3. Геомагнитной съемкой установлена зональность магнитного поля Амирантской островной дуги. Желоб характеризуется спокойным полем и интенсивностями на севере 34700 нТл, на юге 35000 нТл. Западный склон дуги отличается максимально дифференцированным полем, достигающим в привершинной части подводного хребта максимальных значений на севере 34800 нТл, на юге 35500 нТл. Восточный склон дуги характеризуется спокойным полем с интенсивностями на севере 34500 нТл до 34900 на юге склона.

4. Проведено исследование на хребте Кюсю-Палау в полосе

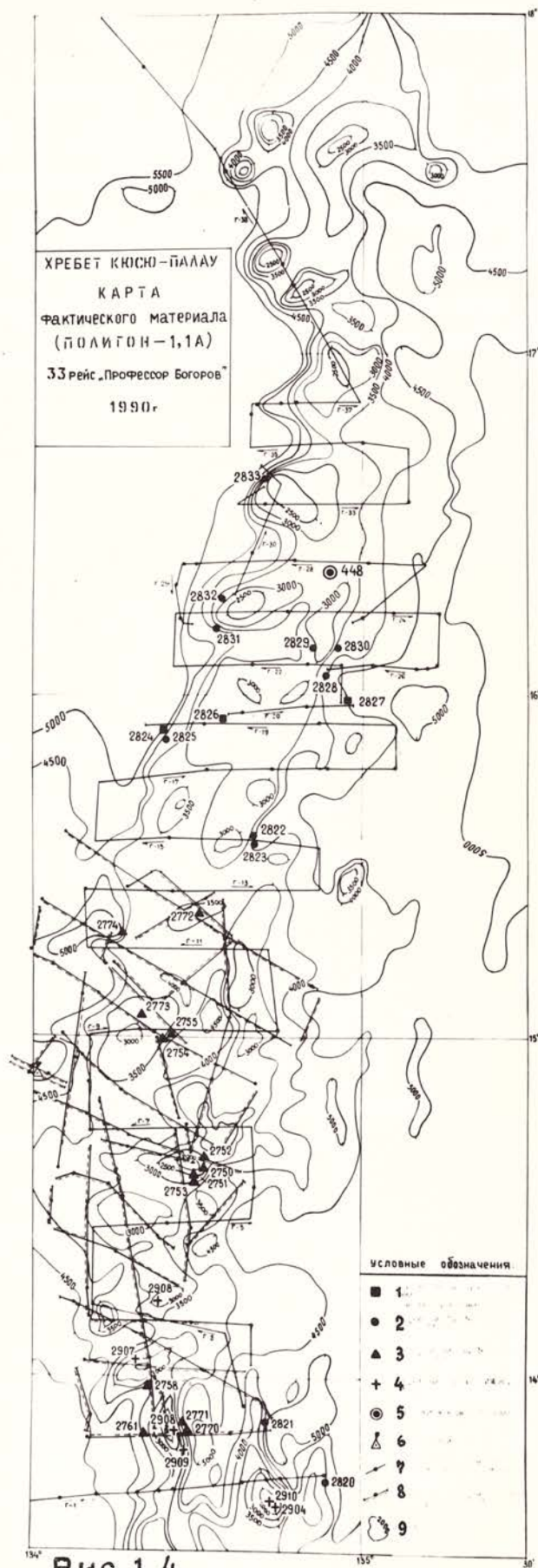
Центрального Тихоокеанского трансекта (рис. 1.4). Подтверждена раннее установленная нами (30/31 рейс нис "Профессор Богоров") особенность характерная для центральной части хребта (от 14 до 17° с.ш.) заключающаяся в развитии двух типов морфоструктур с присущим им магматизмом. Древние щитовые вулканы, сложенные океаническими толеитами и более молодые стратовулканы, сложенные островодужными вулканитами с интрузивными и пирокластическими фациями.

5. Для Сейшельской банки установлено решающее влияние климатического фактора на формирование минерального состава отложений. В осадках прилегающих к островам с широким развитием кор выветривания развиты устойчивые минеральные ассоциации. Значительная абразионная устойчивость гранитов, широко распространенных в береговой зоне, является причиной небольшого поступления в осадки малоустойчивых минералов. Формирование карбонатно-аркозовых и чисто аркозовых песков наблюдается лишь в непосредственной близости от островов с развитыми корами выветривания, особенно на участках с высокой гидродинамикой придонных вод.

На хребте Кюсю-Палау основное влияние на формирование состава четвертичных осадков оказала островодужная пирокластика, прежде всего пемзовая. Значение местного (эдафогенного) обломочного материала не велико.

В районе плато Урданета в осадках выделены две минеральные ассоциации. В древних литифицированных отложениях апатит-клинопироксеновая - продукт местного вулканизма. Отложения четвертичного возраста формировались в основном за счет аллохтонной пирокластики (пепловой) поступающей с эпиконтинентальных островных дуг. В их минеральном комплексе преобладает роговая обманка.

6. По данным судовых СВЧ-радиометрических измерений изучены пространственно-временные характеристики зон мощной облачности тропической области, выполнены оценки водозапаса облаков и интенсивности осадков.



Условные обозначения к рис. I.4.

1 - станции отбора проб трубками; 2-4 - станции драгирования:
2 - 33 рейс "Профессор Богоров" (1990 г.); 3 - 30/31 рейс
"Профессор Богоров" (1989 г.); 4 - 29 рейс НИС "Пегас" (ИМГИГ,
1985 г.); 5 - скв. глубоководного бурения; 6 - донные станции;
7 - галсы эхолотных промеров с магнитометрической съемкой (33
рейс НИС "Профессор Богоров"); 8 - галсы эхолотных промеров с
НСП (30/31 рейс НИС "Профессор Богоров"); 9 - изобаты.

Таблица I.3

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СУДОВОГО ВРЕМЕНИ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИИ

Основные этапы работ	Расстояние в милях	Продолжительность каж- дого этапа (сутки, часы)	Время на переход к р-ну работ (сутки, часы)	Выполнение исследова- ний на переходах к района работ (сутки, часы)	Время исследова- ний (сут., час.)	Время переходов в р-не работ (сут., часы)	Чистое время ра- боты на станци- ях (сут., часы)	Работы на перехо- дах между станци- ями (сут., часы)	Время стоянки в иностран- ных портах (сутки, часы)	Простой судна	Примечания
Всего по рейсы	15522	90/02	50/22	3/07	23/06	1/1	14/15	9/02	2/23	По метеусловиям (сутки, часы) По другим при- чинам (сутки, часы)	

2. Геоморфологические исследования

2.1. Цель, задачи, состав работ, исполнители

В соответствии с программой рейса перед геоморфологическим отрядом ставится традиционная задача по обеспечению геологических исследований на полигонах данными о глубинах и рельефе дна. Поэтому основной вид работ — эхолотный промер с оперативной обработкой эхолент и последующим составлением батиметрических карт-схем полигонов и профилей галсов. Кроме того на отряд, согласно судового приказа, была возложена обязанность по выполнению и оформлению маршрутного промера.

Состав отряда: Вербицкий В.Л. — нач. отряда — общее руководство, несение вахт, составление батиметрических карт, текст отчета; Митник Л.М. — с.н.с. — несение вахт (4 час.), выполнение работ по своей программе (СВЧ — радиометрическое зондирование облачной атмосферы); Астахова Н.В. — м.н.с. — несение вахт (4 часа), оформительские работы; Кондратенко В.А. — инженер — несение вахт (4 часа), чертежные работы для всей экспедиции; Михайлик Т.М. — инженер — несение вахт (4 часа), печатные работы для всей экспедиции. Большой объем работ выполнен Крюковой Т.Л. — уч. секретарем: несение вахт (4 часа), составление карт полигонов, профилей галсов, оформительская работа. Профилактическое обслуживание эхолотов обеспечивал пом. капитана по науке Зацепин А.И.

2.2. Аппаратура и методика исследований

Эхолотный промер выполнялся штатными судовыми эхолотами фирмы ЭЛАК (ФРГ) "Шельфранд" и "Эниф". Основной объем промерных работ выполнен на "Шельфранде", отличительной особенностью которого является возможность "растяжки" шкалы глубин, что позволяет оценивать глубину с более высокой точностью. В связи со значительной крутизной и расчлененностью рельефа использовались интервалы

500 м, 1000 м с максимальными скоростями протяжки – 0,39 см/мин. и 0,78 см/мин.

Ширина диаграммы направленности антенны эхолота составляет примерно $1,5 \times 2,5^\circ$. Отраженный сигнал, следовательно, принимается от площадки дна размером примерно $(0,03 \times 0,05) H$, где H – глубина, что приводит к некоторому сглаживанию подводного рельефа. На качестве приемоизлучения эхосигнала сказываются также конструктивные особенности судна относящегося к ледовому классу и поэтому подверженного бортовому крену даже при небольшой волне.

Навигационное обеспечение представлено штатными навигационными спутниковыми системами "Транзит" и "Цикада" с приемо-индикаторами TSN-I NAVIGATOR и СЧ-2 – Челн, а вблизи островов использовались радиолокационные системы "Океан" и "Наяда-5". Частота и точность обсерваций по НСС и РЛС удовлетворяла выбранный масштаб съемки.

При эхолотном промере вахтенным ведется непрерывная съемка глубин с составлением профиля рельефа дна во временном масштабе. Информация переносится на планшет с прокладкой галсов в необходимом масштабе с последующей рисовкой изобат, а также составлением профилей рельефа по галсам. При отсчете глубин заглубление вибратора (1,2–4,5 м) не учитывалось, а также в отсутствии гидрологических измерений скорость звука в морской воде принималась постоянной и равной 1500 м/сек.

2.3. Основные результаты

Геоморфологические исследования выполнялись в Индийском океане (рис. I.2) и в Филиппинском море (рис. I.3).

2.3.1. Индийский океан

В Индийском океане основной объем исследований был сосредоточен в системе Амирантской дуги, включающую в себя собственно Амирантский хребет, его склоны и сопряженный с ним Амирантский желоб.

Кроме этого незначительный объем работ выполнен в пределах Амирантской котловины.

Амирантская дуга

Амирантская дуга и сопряженный с ней одноименный желоб, имеющие дугообразную форму и субмеридиональное простираие, протягиваются почти на 500 км, формируя своеобразный морфоструктурный комплекс. Он изучен 77 профилями (рис. I.2) эхолотной съемки, что по протяженности составляет 2225 км. Нумерация профилей принята непрерывной, не зависящей от ориентации и протяженности, с субширотным расстоянием ориентировочно от 5 до 10 миль. На запад съемка ограничивалась началом желоба, исключение составляет Г-29 пересекающий желоб. Восточной границей служили небольшие глубины склонов хребта, при возможности профили пересекали хребет с выходом в Амирантскую котловину.

Батиметрическая основа была взята с навигационных карт № 41262 М I : 500 000 (ограничена южной широтой $7^{\circ}30'$) и № 40127 М I : 2 000 000. Эхолотная съемка позволила значительно уточнить подводный рельеф, особую роль играют продольные вдоль склонов профили, показавшие значительную расчлененность поверхности. Поперечные же к склону галсы из-за особенностей эхолота в большинстве сглаживают формы рельефа.

Морфоструктура Амирантского желоба представляет собой полого наклонную с севера на юг равнину, осложненную широкими плоскими ложбинами с колебанием глубин ± 20 м. Северная часть желоба на профилях имеет глубины в пределах 4000 м, а на юге - достигает 5150 м. Ширина желоба на профиле Г-29 по изобате 4500 м достигает 24 км. При переходе от желоба к склонам хребта повсеместно отмечены бесформенные, скученные образования, связанные, вероятно, с оползцевыми явлениями.

Морфоструктуру Амирантского желоба по имеющимся и полученным материалам можно подразделить на несколько самостоятельных блоков

с вполне определенными границами : Северный, Центральный и Южный.

Северный блок (собственно Амирантская банка) наиболее крупный в системе Амирантской дуги. Он ориентирован с северо-востока на юго-запад с характерными, прямолинейными очертаниями основной части массива (Центральной и Южной). На поверхности северной части банки от о.Игл до о.Сен-Жозеф хорошо прослеживается разломная зона образующая изгибы в очертаниях и вдающаяся со стороны Амирантской котловины. В 9-ом рейсе нис "Академик А.Виноградов" была подтверждена здесь существенная роль в формировании рельефа поперечных хребту разломов (Braithwaite, 1984). На полученных профилях на противоположном западном склоне хребта имеются глубокие врезы как возможное продолжение разломной зоны с восточной стороны. Западные склоны хребта у о.Этуэль и ск.Будез имеют разветвленную сеть, возможно, первично-тектонических разломов (Г-27, Г-31, Г-35, Г-36) на которых формируются крупные каньоны с глубиной вреза до 300-350 м и где проведено драгирование (ст. 2793 - 2798). Средняя крутизна склонов здесь достигает $10-15^{\circ}$.

Центральный блок хребта (банка с о-вами Альфонс, Бижутье, Сен-Франсуа) самый маленький в системе Амирантской дуги. Он хорошо обособлен от Северного и Южного блока ложбинами с глубинами соответственно около 1200 и 2500 м. Центральный блок является более вытянутым (по отношению к Северному и Южному блокам) с прямолинейными субмеридиональными очертаниями изобат. Предполагаемое место стыка с Северным блоком пройдено двумя субширотными профилями (Г-47, Г-49). Ширина хребта на Г-47 по подножию в желобе (гл. 4990 м) до Амирантской котловины (гл. 3770 м) составляет 63 км. Крутизна западного склона здесь достигает 15° с обнаруженным глубоким (170 м) каньоном в поверхности. Минимальная глубина (1230 м), оконтуренная изобатой 1500 м, возвышается над широкой (до 10-20 км) седловиной. На восточном склоне более пологом (10°) обнаружен крупный с глубиной до 400-450 м каньон, направление

вреза в поверхность которого совпадает с изгибом изобаты 2000 м (на карте) и, вероятно, трассирует разлом параллельной оконечности Северного блока. К этому каньону относится и мощный (до 100 - 150 м) конус выноса (на Г-48), с каналами глубиной до 20-30 м врезаемыми в его поверхность. Южнее (Г-49) восточный склон блока несколько круче - до 20° , переходит^в широкую (до 18 км) вершинную часть с глубинами порядка 1000 м и отдельными выступами с глубинами 650 и 810 м. Профиль пересекающий южную часть банки (Г-55) характеризует склоны как пологие в пределах $11-14^{\circ}$, с осадочным шлейфом у подножия мощностью до 50 м.

Южный блок хребта включает отдельные подводные возвышенности объединенные простиранием с северо-запада на юго-восток до субширотного и оконтуренные изобатой в 3500 м. Основной особенностью Южного блока является то, что ни одна из его вершин не выходит на поверхность. Наиболее близкие к поверхности части хребта имеют глубины около 900 м. Кроме того, следует отметить, что самая южная часть блока имеет субширотное простирание нехарактерное для всей системы Амирантского хребта. Граница с Центральным блоком следует по изобате 3000 м, которая широким (до 17 км) изгибом внедряется со стороны Амирантской котловины (Г-57). В строении изобат просматривается прямолинейность склонов подводных возвышенностей, также характерной чертой являются узкие гребни с отдельными вершинами 900, 1040 м и др. на широком (до 20-40 км) основании оконтуренном глубинами 2000-2500 м. Поверхность склонов имеет расчлененный характер со средними уклонами до $10-15^{\circ}$. Профиль (Г-72), в пределах которого расположены станции отбора проб (ст. 2804-2808), характерен тем, что здесь склон хребта состоит из двух уступов - нижнего с уклоном 12° (интервал 5000-3600 м) и верхнего с уклоном до 15° (интервал 3710-1960 м), а также ложбины между ними шириной 6 км.

Значительная расчлененность подводных возвышенностей с эле-

ментами тектоники (резкие черты в рельефе, отдельные блоки отмечается на продольном профиле (Г-77). Сложное строение южного блока требует сгущения здесь эхолотной съемки, т.к. возникают трудности с интерпретацией перехода к субширотному простиранию.

Таким образом исследования, проведенные в пределах Амирантской дуги и сопряженного с ней желоба, позволяют говорить следующее:

1. Структура Амирантского хребта разделяется на три хорошо обособленных самостоятельных блока: Северный, Центральный и Южный.
2. Обнаружение крупных каньонов с глубиной вреза в поверхность склонов до 300-450 м позволяет судить об их возможной тектонической природе.
3. Оползневые явления, формирующие мощные до 100-150 м толщи осадков у основания желоба, возможно, связаны с тектоническими деформациями.
4. Первично-тектонические формы рельефа изменены процессами денудации и осадконакопления.
5. Для более достоверной интерпретации в характеристике блоков Амирантского хребта необходимо сгущение съемки и при возможности многолучевым эхолотом.

Амирантская котловина

В Амирантской котловине пройден один секущий профиль (Г-78) от Амирантской дуги к г.Фред (рис. 1.2) и более детальные работы выполнены собственно на г. Фред (рис. 2.1).

Подводная гора Фред представляет собой вулканическое образование возвышающееся над холмистой равниной Амирантской котловины более чем на 3000 м. Вершинная часть на карте 41262 вытянута с северо-запада на юго-восток с отличительной глубиной 377 м. Поэтому профиль Г-79 был ориентирован вдоль этого направления, а профиль Г-80, как поперечный - с юго-запада на северо-восток. На

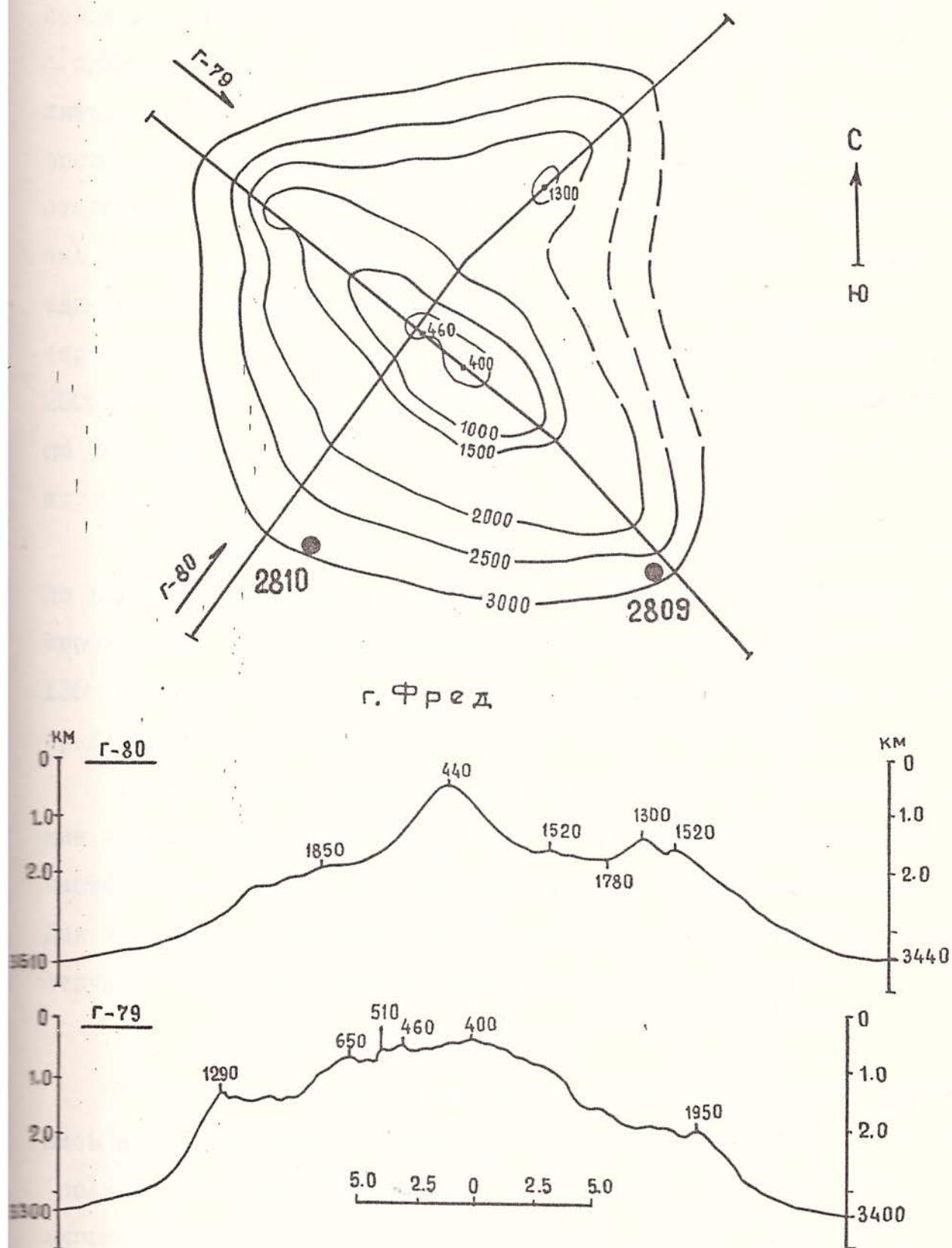


Рис. 2.1. Батиметрическая схема и профили подводной горы Фред.

составленной батиметрической схеме (рис. 2.1) гора представляет собой изометрическую окружность, оконтуренную изобатой в 3000 м, с примерно одинаковым диаметром (27 км) по профилям. Четко выделяется хребет ориентированный вдоль профиля Г-79 по изобате 1500 м протяженностью 16,5 км и шириной 5,5 км. Его гребневая часть достигает 400, 440 и 460 м под уровнем океана, возможно существование здесь и других отличительных глубин. Хребет имеет примерно одинаковые ($19-20^{\circ}$) уклоны склонов с типично вулканогенным характером поверхности. Средняя часть горы, оконтуренная изобатой в 2000 м, является седловиной хребта с уклонами склонов до $22-23^{\circ}$ по профилю Г-79 и 13-17 $^{\circ}$, по профилю Г-80, плавно переходит в дно котловины.

Поверхность этой части горы имеет значительные врезы в дно до 100-150 м с выходом на склоны. На северо-востоке седловина по профилю Г-80 достигает глубины в 1300 м (на карте здесь 1103 и 1366 м), возможно более сложное построение этого участка, поэтому представлен условным знаком.

Таким образом, выполненные в настоящем рейсе геоморфологические исследования свидетельствуют о сложности строения дна этой части Индийского океана (Амирантская дуга, желоб и котловина). Для выяснения взаимоотношения и генезиса имеющихся здесь морфоструктур необходимы дополнительные исследования.

2.3.2. Филиппинское море

В Филиппинском море геоморфологические исследования выполнялись на 3 участках: I - южная часть Западно-Филиппинской котловины (полигон-2), хребет Кюсю-Палау (полигон-I-A), плато Урданета (полигон-3). Основной объем работ выполнен на хребте Кюсю-Палау.

Западно-Филиппинская котловина

(полигон-2)

Исследования проводились в южной части Западно-Филиппинской

котловины южнее разлома Центральный^и в зоне разлома субширотного простираения, который выделяется цепочкой переуглубленных впадин (рис. 1.3). Впервые геолого-геофизические работы здесь были выполнены в 30/31 рейсе нис "Профессор Богоров" (1989 г.). Полигон расположен в восточной части субширотного разлома и приурочен к одной из его переуглубленных впадин. Именно в районе этой впадины выполнялись исследования в 30/31 рейсе нис "Профессор Богоров". Данные эхометрической съемки указывают на существование здесь сложной вулкано-тектонической депрессии (рис. 2.2). Впадины достигающие глубин 6430, 6530, 6630 и 6680 м оконтуриваются изобатами 6200 и 6300 м. и совпадают с ориентацией склонов депрессии от субширотного до субмеридионального. Конфигурация изобат позволяет судить о поперечных смещениях деформирующих депрессию и выраженных на склонах в виде извилистых протяженных ложбин. На профилях (рис. 2.3) выявляется характерная для тектонических форм прямолинейность. Так в северо-западной части полигона изобатой в 5800 м оконтуривается подводная гора, а также похожих очертаний северо-восточная впадина оконтуренная изобатой 6600 м с размерами 6,5х11 км и максимальной глубиной 6680 м. Впадина, отмеченная в 30/31 рейсе нис "Профессор Богоров" по изобате в 6500 м в центре депрессии, оказалась значительно уже, до 2 км и вытянута с северо-запада на юго-восток на 12 км. В пределах полигона перепад относительных высот немногим более 1000 м. Проведенный анализ наиболее крутых участков по профилям позволяет судить о небольших уклонах в среднем до 10-12°, возможно существование и отдельных крутых уступов. Особых различий между северным и южным бортами депрессии по этим параметрам нет, но южный шире охвачен эхолотной съемкой. Представляет собой сложно построенное плато с отдельно оконтуренными на поверхности выступами (минимальные глубины 5300, 5340, 5380 м и т.д.) и впадинами. Плато расчленяются глубоко вдающимися долинами, возможно трассирующих тектонические разломы поперечные к депрессии и

Полигон - 2

М 1 : 250 000

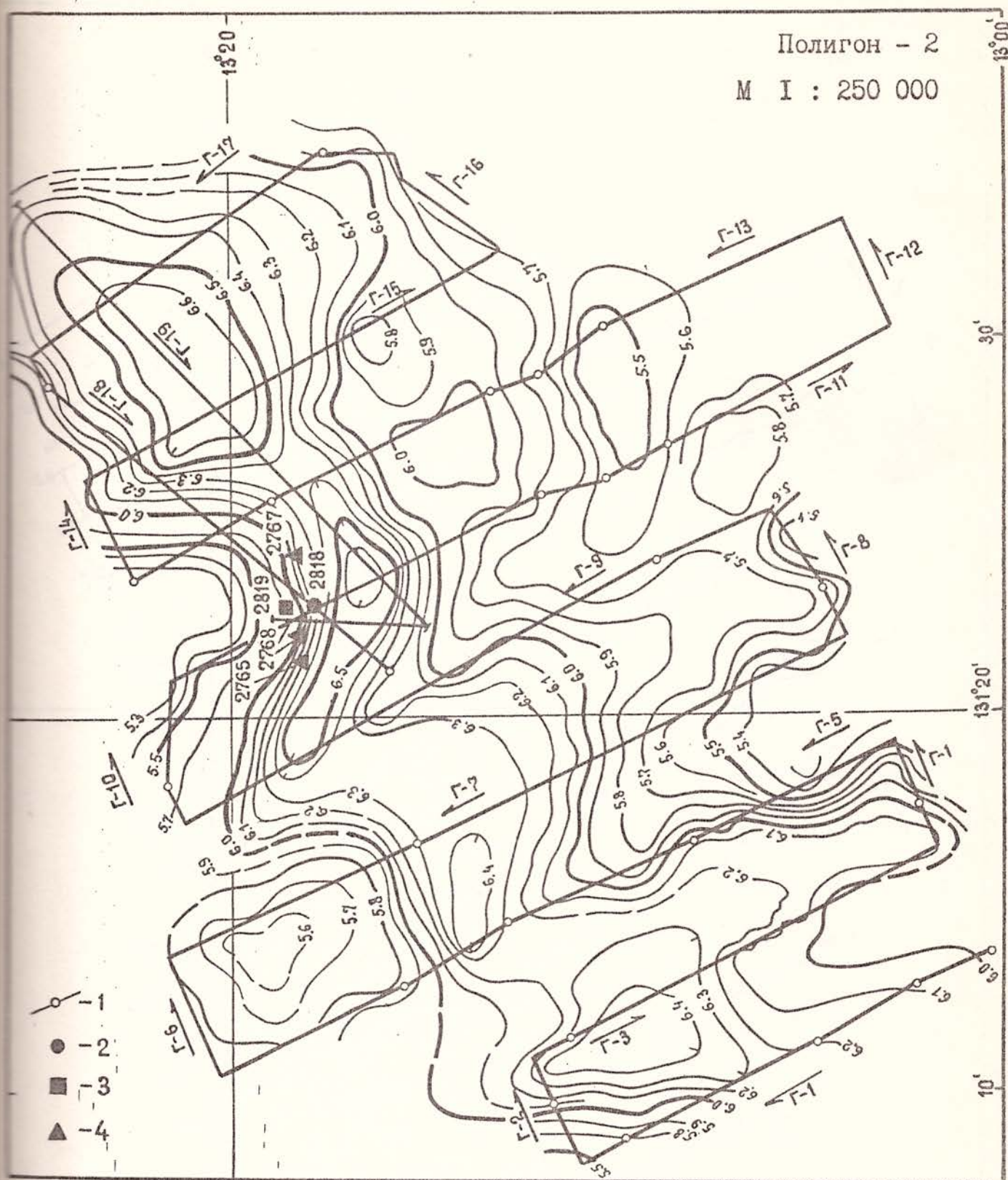


Рис. 2.2. Батиметрическая схема Полигона - 2 в Филиппинском море (с карты-сетки № 903II)

1 - промерные галсы с точками координирования, 2 - станция драгирования, 3 - станция отбора осадков трубкой, 4 - станции драгирования в 30/3I рейсе нис "Профессор Богоров" (1989 г.).

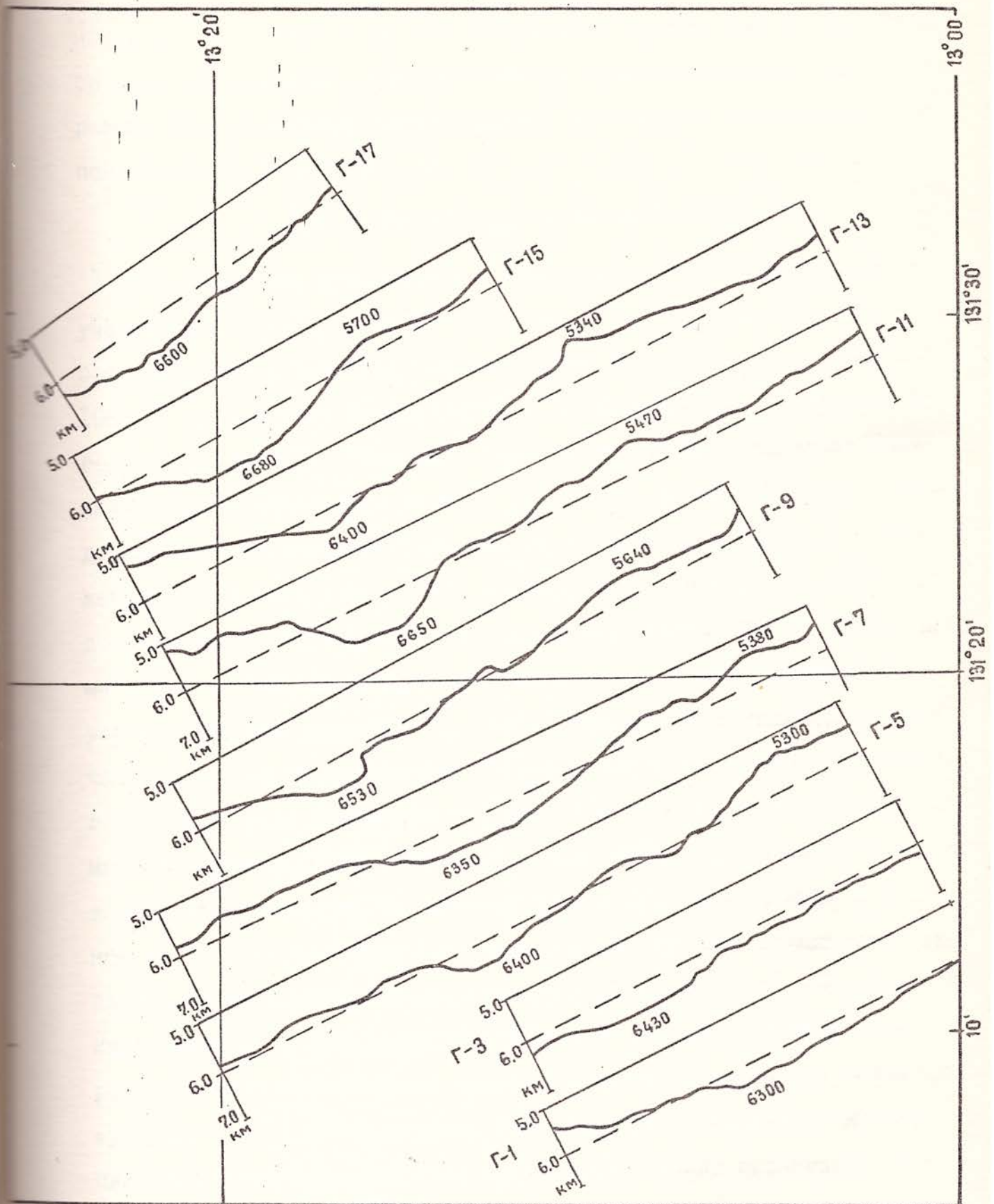


Рис. 2.3. Профили рельефа на Полигоне - 2

находящие продолжение на противоположном склоне. Склоны депрессии со следами денудации, каньонообразных врезов и уступов, но особо резких форм в рельефе незначительно, что говорит об активных компенсационных процессах.

Хребет Кюсю-Палау (полигон-I; I-A)

Исследования проводились в южной части хребта Кюсю-Палау на участке между $13^{\circ}30'$ и $18^{\circ}00'$ с.ш. (рис. 13, 14). При этом часть работ выполнено в пределах участка хребта Кюсю-Палау, где нами в 1989 г. проводились исследования в 30/31 рейсе нис "Профессор Богоров" (полигон-I). Основной объем работ выполнен севернее полигона-I, где располагается полигон I-A (галсы 13-38). В целом, проведенная батиметрическая съемка на 38-х галсах составила по протяженности 884 миль (рис. 1.4). К имеющейся батиметрической схеме добавлен самый южный галс - I и на севере галсы 31-38. Полученный материал в общем не меняет схему морфологии, только дополняет и уточняет детали рельефа. Так галс-I подтверждает наличие в южной части полигона изолированных островершинных гор и многовершинных горных массивов. Северными галсами: 31, 32 и 33 уточнен подводный массив (карта № 61165), который в виде блока простирается с северо-запада на юго-восток, по изобате 3000 м почти на 14 миль и шириной до 6 миль. Ориентация подчеркивается глубоко вдающимися с запада и востока субширотными ложбинами. В отличие от навигационной карты изобата в 3500 м не объединяет, а разъединяет этот блок с расположенным еще северней блоком, который ориентирован перпендикулярно, т.е. с юго-запада на северо-восток. Недостаток информации (единичный галс 38) пока не позволяет точно оконтурить этот блок. Полученные материалы с привлечением дополнительных источников будут использованы при окончательном составлении батиметрической схемы этого региона и последующим генетическим анализом.

Плато Урданета (полигон-3)

Полигон расположен в южной части подводного плато Урданета и в пределах ранее изученного участка в 30/31-ом рейсе нис "Профессор Богоров" (рис. 1.3). Этот горный массив вулканического происхождения перекрыт эхолотной съемкой на I5-и галсах (рис. 2.4), что составило 222 мили. К сожалению галсы в основном субширотного направления, как и предыдущие, что искажает реальные очертания. Так галсы I5 и 7 субмеридионального простирания (рис. 2.5) показывают довольно расчлененный характер склона. К тому же сильные возмущения в поле течений, обусловленные взаимодействием приливной волны с подводным массивом сместили расположение промерных галсов.

В целом этот горный массив, оконтуренный изобатой в 4000 м, ориентирован с юго-востока на северо-запад протяженностью порядка 22 мили и шириной 12 миль. Верхняя его часть в виде отдельных гребневых вершин достигает глубин 1560, 1740, 1800, 2450 м и т.д. от поверхности океана. Максимальные уклоны отмечены в северо-западной части по галсам I2 и I5 (в пределах $10-II^0$), возможно существуют более крутые на отдельных уступах. Относительно пологие склоны со следами вулканической деятельности переходят в выровненное основание хребта на глубинах 4900-5300 м. Окружающая периферийная часть полигона за недостаточностью информации изображена фрагментарно.

В отличие от предыдущих исследований батиметрическая схема приобретает более четкие черты и выявлена направленность хребта несколько отличная от субширотной.

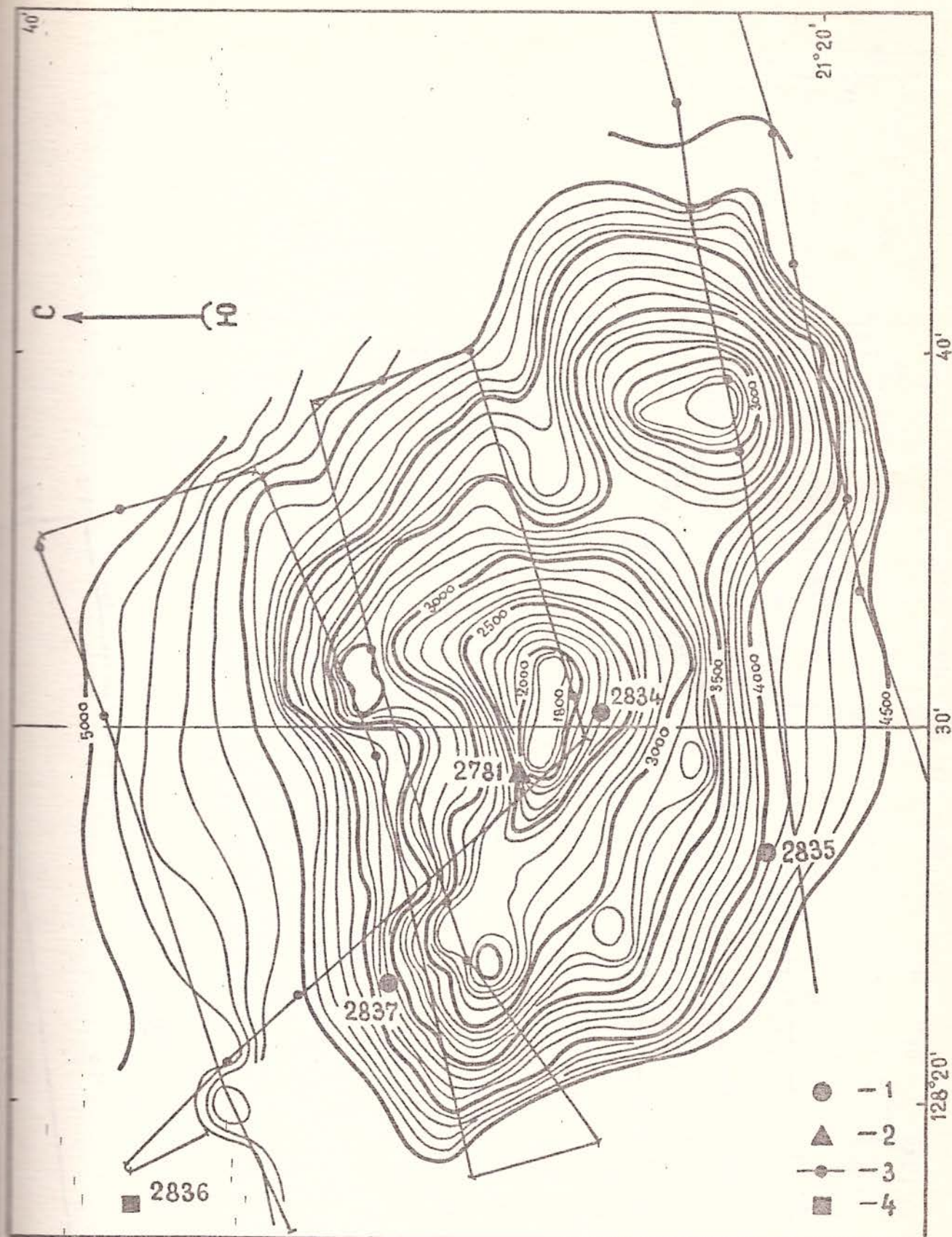


Рис. 2.4. Батиметрическая схема отдельной вулканической постройки на плато Урданета (полигон - 3)

1, 2 - станции драгирования: 1 - 33 рейс нис "Профессор Богоров", 2 - 30-31 рейс нис "Профессор Богоров" (1989 г.);
3 - галсы батиметрической и магнитной съемки; 4 - станция отбора проб осадков трубкой.

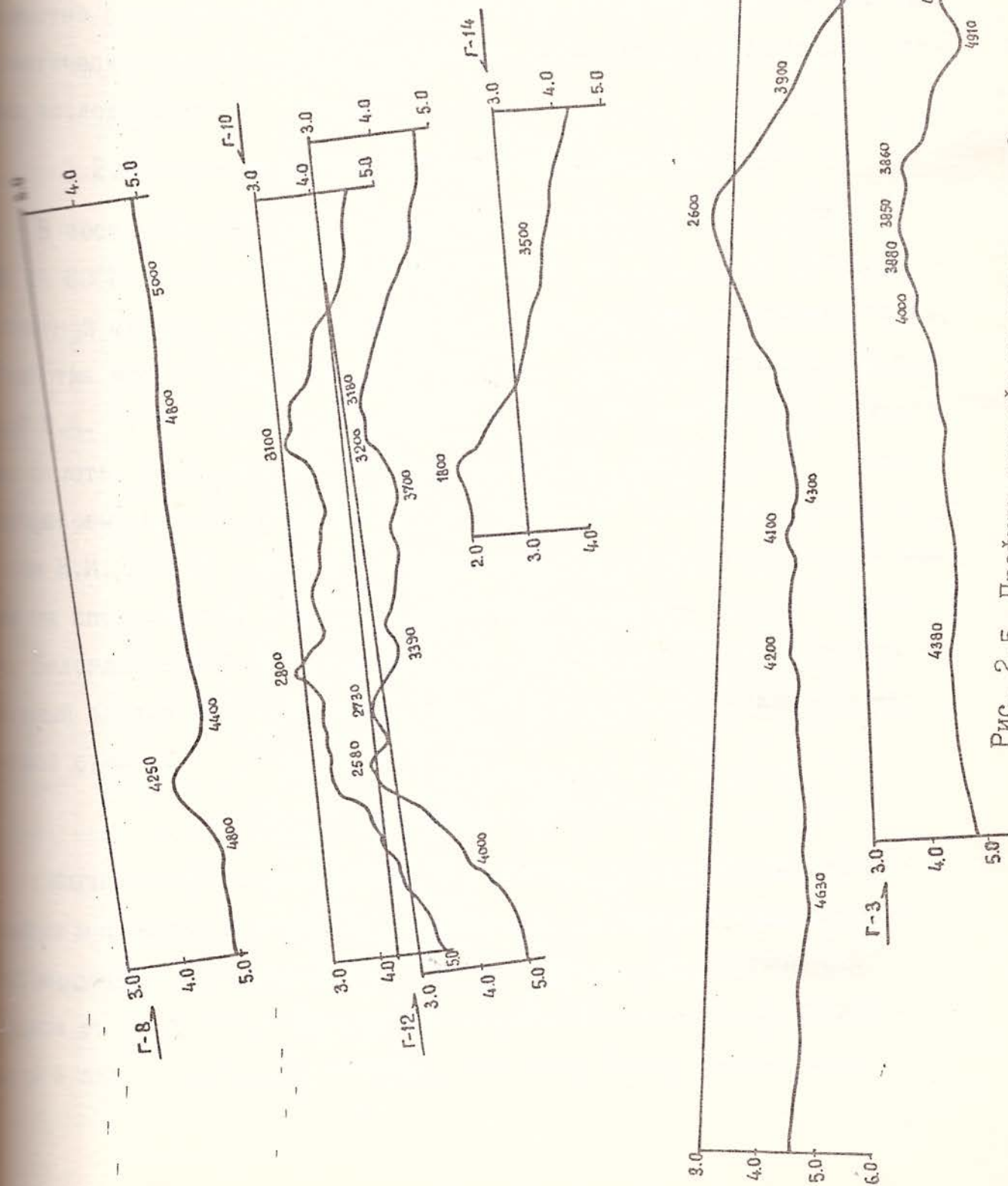


Рис. 2.5. Профили рельефа на полигоне - 3

3. Отчет геофизического отряда

3.1. Цель и основные задачи работ

Отряд сформирован для изучения аномального магнитного поля и выполнения аналитических работ на борту судна (рентгеноспектральный и минералогический рентгенофазовый анализ). Измерение модульного вектора напряженности геомагнитного поля на полигонах совместно с эхолотным промером необходимо для решения задач тектонической дифференциации различных геологических объектов в районах исследований.

3.2. Состав отряда и распределение обязанностей

В состав отряда входили следующие сотрудники ТОИ и ДВГИ СССР: Цовбун Н.М. (ТОИ) – начальник отряда, общая организация магнитной съемки, инженерно-техническое обеспечение, приборные вахты, обработка полученных данных, составление каталога и отчета; Безвер-В.Л. (ТОИ) – с.н.с., обработка и интерпретация данных, составление отчета, приборные вахты; Холодкевич И.В. (ДВГИ) – с.н.с., рентгенофазовый анализ на дифрактометре "Дрон-10", составление отчета; В.И. (ДВГИ) – с.н.с., количественный рентгеноспектральный анализ на спектрометре "Спарк-1", приборные вахты при магнитной съемке; Белоглазов А.И. (ДВГИ) – инженер, количественный рентгеноспектральный анализ на спектрометре "Спарк-1", приборные вахты при магнитной съемке.

3.3. Оборудование

Магнитометрические работы проводились морским буксируемым пром-магнитометром МБМ-1, с диапазоном измеряемых значений магнитной индукции $(0,2 \div 1,0 \times 10^{-4} \text{ Т})$. Режим работы – автоматический, с работ 10 сек. Регистрация показаний магнитометра осуществлялась в аналоговой форме на ленте самописца ЛКС-4. Датчик магнито-

посудина помещен в гондолу, для буксировки которой использовался не-
 выносной грузонесущий кабель КНГ 2х2,5, длиной 250 м. Для спуска
 датчика использовалась корабельная лебедка с максимальной
 грузоподъемностью 453 кг. Для выполнения аналитических работ был оснащен
 приборами позволяющими в судовых условиях выполнять аналитические ра-
 боты по проведению количественного рентгеноспектрального и минерало-
 гического рентгенофазового анализов. Количественный рентгеноспектра-
 льный анализ пород проводился на спектрометре "Спарк-1" (аналитики:
 Глазов А.И., Сапин В.И.); рентгенофазовый - выполнялся на дифрак-
 тометре "Дрон-10" (аналитик - Холодkevич И.В.).

3.4. Методика работ

Магнитометрические измерения проводились на ходу судна на поли-
 гонах совместно с эхолотным промером. Профили располагались вкrest
 геоструктур, контрольные наблюдения велись по секущим профилям,
 вариации судна оценивались по изменениям поля на поворотах судна.
 Оценка уровня временных вариаций напряженности магнитного поля осу-
 ществлялась при пересечениях профилей в различное время суток. Пред-
 варительная обработка первичных данных проводилась на судне в тече-
 ние рейса, для этого подготавливались цифровые массивы значений маг-
 нитного поля, результаты эхолотного промера и навигационных опреде-
 лений для ввода в ЭВМ. На береговом ЭВМ проводилась обработка циф-
 ровых массивов для вычисления нормального (главного) магнитного по-
 ля Земли, вычисление аномального поля через заданные временной и
 магнитический интервал; формирование и распечатка каталога аномально-
 го и полного значения геомагнитного поля по стандартной форме.

Определение содержания элементов в породах проводилось рентге-
 носпектральным флуоресцентным методом на портативном спектрометре
 СПАРК-1. Оснащения прибора рентгеновскими трубками с различными ма-
 териалами анода позволяют определять элементы с Z от 22 (Ti) до 30
 по K - серии рентгеновского спектра и от 56 (Ba) до 92 (U).

серии с пределом обнаружения до $n \cdot 10^{-4}\%$.

Анализ пород проводился на элементы Ti, V, Cr, Co, Fe, Ni методом внешнего стандарта с поправкой на поглощение в пробе рентгеновского излучения. Учет наложения линий "мешающих" элементов проводился по стандартным образцам с известным содержанием определяемых и мешающих элементов.

Концентрация элемента А в пробе рассчитывалась по формуле

$$C_A = C_{\text{эт}} \frac{F(A)/I_A^L - I_A^{\Phi} - L C_M^A}{F(\text{э})/I_{\text{э}}^A - I_{\text{э}}^{\Phi} - L C_M^{\text{э}}} \quad \text{где,}$$

$C_A, C_{\text{э}}$ - содержание элемента А в пробе и эталоне соответственно,

$I_A^L, I_{\text{э}}^L$ - интенсивность на линии пробы и эталона,

$I_A^{\Phi}, I_{\text{э}}^{\Phi}$ - интенсивность фона пробы и эталона,

L - коэффициент наложения мешающего элемента,

$C_M^A, C_M^{\text{э}}$ - содержание мешающих элементов в пробе и эталоне,

$F(A), F(\text{э})$ - поправки на массовый коэффициент поглощения рентгеновского излучения в пробе и эталоне.

Анализируемые образцы в виде истертого до пудры порошка засыпались в кюветы, прессовались до ровной поверхности и помещались в измерительное устройство спектрометра. 3-х кратные измерения интенсивностей линий и фона проводилось с целью уменьшения случайных ошибок. Регулярная съемка реперного образца с целью учета аппаратного дрейфа проводилась через 3 пробы. Воспроизводимость результатов проверялась путем дублирования анализа по всем пробам. Перечень применяемых стандартов приведена в таблице 3.1.

Ускоряющее напряжение на аноде рентгеновской трубки составляло 15 кВ, что обеспечивало эффективное возбуждение анализируемых элементов. Необходимо отметить, что на стабильность работы прибора

Содержание элементов в эталонах сравнения

Таблица 3.1

стандарт	содержание элемент		!	г/т			
	Fe_2O_3 общ.	TiO_2		Ni	Co	Cr	V
ЗА	7,86	0,7		10	17	26	190
ЗБ	8,6	1,11		40	23	75	180
ЗМ	12,55	0,8		1300	120	2000	90
ЗД	6,75	0,77		13	13	38	70
Ю-1	11,57	1,24		20	34	21	200
А-1	7,2	0,95		61	21	96	170
ШС-3	0,99	0,29		290	130	100	14

большое влияние оказывает вибрация, поэтому для устранения вибрации прибор находился в подвешенном состоянии.

Рентгенофазовый анализ проводился на дифрактометре "ДРОН-10" - излучение, Ni - фильтр, с напряжением на аноде 30 кВ и токе 15 мА (щели 0,5:1:1:0:0,25). Образцы приготавливались для съемки двумя способами. При валовых анализах образец растирался в агатовой ступке со спиртом, а затем наносился на предметное стекло размером 15 мм. Для исследования глинистых минералов готовились ориентированные препараты. Образцы растирались водой и ориентировались в водной суспензии методом капли. Для определения глинистых минералов съемку проводили дважды в воздушно-сухом и насыщенном этиленолом состоянии. При необходимости образцы дополнительно прокальвались при 550°C в течении трех часов.

Определения минералов проводились по рентгенометрической карте издаваемой Объединенным комитетом по порошковым дифракционным стандартам (США).

3.5. Объем работ

Площадная геомагнитная съемка выполнялась в Индийском океане (Амирантская дуга, Амирантская котловина) и в Филиппинском море. В Индийском океане пройдено 1345 миль, в Филиппинском море 1455 миль. На переходах магнитная съемка не производилась.

За период рейса выполнено 211 съемок для минералогического ("ДРОН-10") и 658 элементоопределений для рентгеноспектрального (АРК-1) анализов. Результаты этих исследований приведены в главе (табл. 4,1, 4,2; 4,3, 4,4)

3.6. Результаты исследований аномального магнитного поля.

Магнитные измерения проводились обычно ночью, что уменьшило влияние вариаций МПЗ на результаты измерений. Анализ значений МПЗ и глубин на пересечениях профилей в различное время суток дал возможность оценить вариации и неточности определения координат. При этом рассматривались пересечения профилей в спокойном поле в ночное время; с 20 до 8 утра местного времени (с 16 до 4 по Гринвичу) получена разность значений МПЗ от 0 до 30 нТл, разность для 8-13 час составила 80 нТл и для 6-17 час - 120 нТл.

Предварительная обработка первичных данных проводилась на судне в течение рейса, для этого подготавливались цифровые массивы значений магнитного поля, результаты эхолотного промера и навигационных определений для ввода в ЭВМ. На береговой ЭВМ проводилась обработка цифровых массивов для вычисления нормального (главного) магнитного поля Земли, вычисление аномального поля через заданный временной и метрический интервалы, формирование и распечатка каталога аномального и полного значений геомагнитного поля и глубин по стандартной международной форме IJRP-85.

Первичная обработка проводилась по программе "ANOMALY" разработанной сотрудником лаборатории В.М. Андрониким, которая фильтровала ошибочные отсчеты измерений поля и глубины, определяла расстояния между точками обсерваторий в соответствии с судовой навигационной системой, интерполировала информационные массивы в узлы регулярной сетки, вычисляла реперные значения нормального (главного) поля Земли, определяла аномальное магнитное поле, как разность значений наблюдаемого и нормального полей. В результате работы программы формируется файл, содержащий массивы координат, глубин и аномального поля. На печать выводятся информационные каталоги координат наблюдаемого и аномального полей и глубин через 1 км по профилям исследований. Каталог составлен в формате,

принятom Международным центром данных (МЦД).

В каталоге все данные по Амиранской дуге разделены на 12 профилей, каждый из которых содержит по несколько галсов, суммарная протяженность которых не превышает 500 км.

Погрешность магнитной съемки, выполненной по системе взаимно пересекающихся галсов, определялась из соотношения:

$$\sigma = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (\Delta T_i)^2}{2(N-1)} \right]^{1/2},$$

где $\Delta T_i = T_{ip} - T_{io}$ — разность значений поля в i -й точке пересечения рабочего (T_{ip}) и опорного галса (T_{io}); N — общее число точек пересечения. Погрешность магнитной съемки рассчитанная по этой формуле составила 28 нТл.

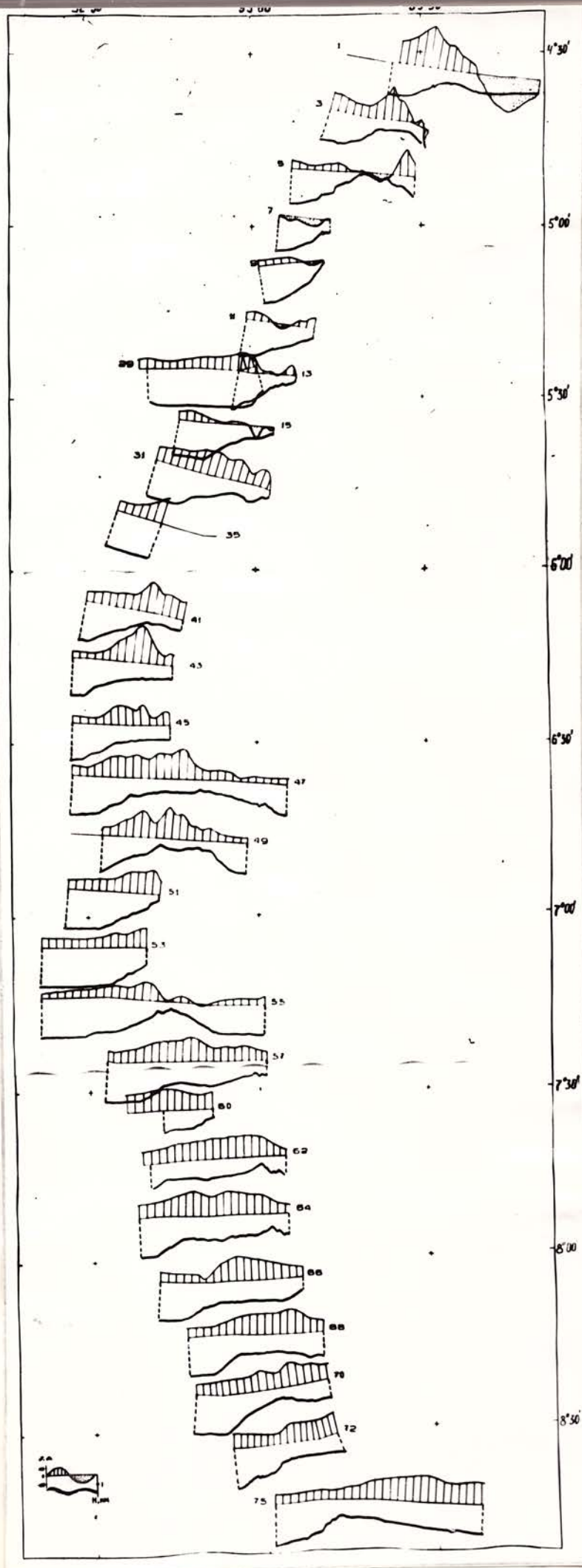
3.6.1. Индийский океан.

Схема галсов полигона выполненного вдоль западного склона Амиранской дуги представлена на рис. 1.2. Профили пересекают склон дуги и желоб, упрощенная (для наглядности) схема профилей аномального магнитного поля и рельефа представлена на рис. 3.1.

Карта изодинам аномального магнитного поля с изолиниями через 50 нТл показана на рис. 3.2. По интенсивности аномалий магнитного поля, их знаку и характерным особенностям изодинам полигон можно разделить на три участка: северный, центральный и южный. Северный участок расположен на склоне дуги Амиранских островов до острова Этуаль.

Магнитное поле северного участка представлено изометричными аномалиями положительных и отрицательных значений поля, интенсивностью от 440 до 519 нТл. Аномалии максимальной интенсивности наблюдаются к северу от о. Африкан. К югу от о. Игл расположена слабая отрицательная аномалия изометричной формы. Еще одна зона знакопеременных аномалий наблюдается к северо-западу от

Рис. 3.1. Схема профилей аномального магнитного поля и рельефа Амирантской дуги.



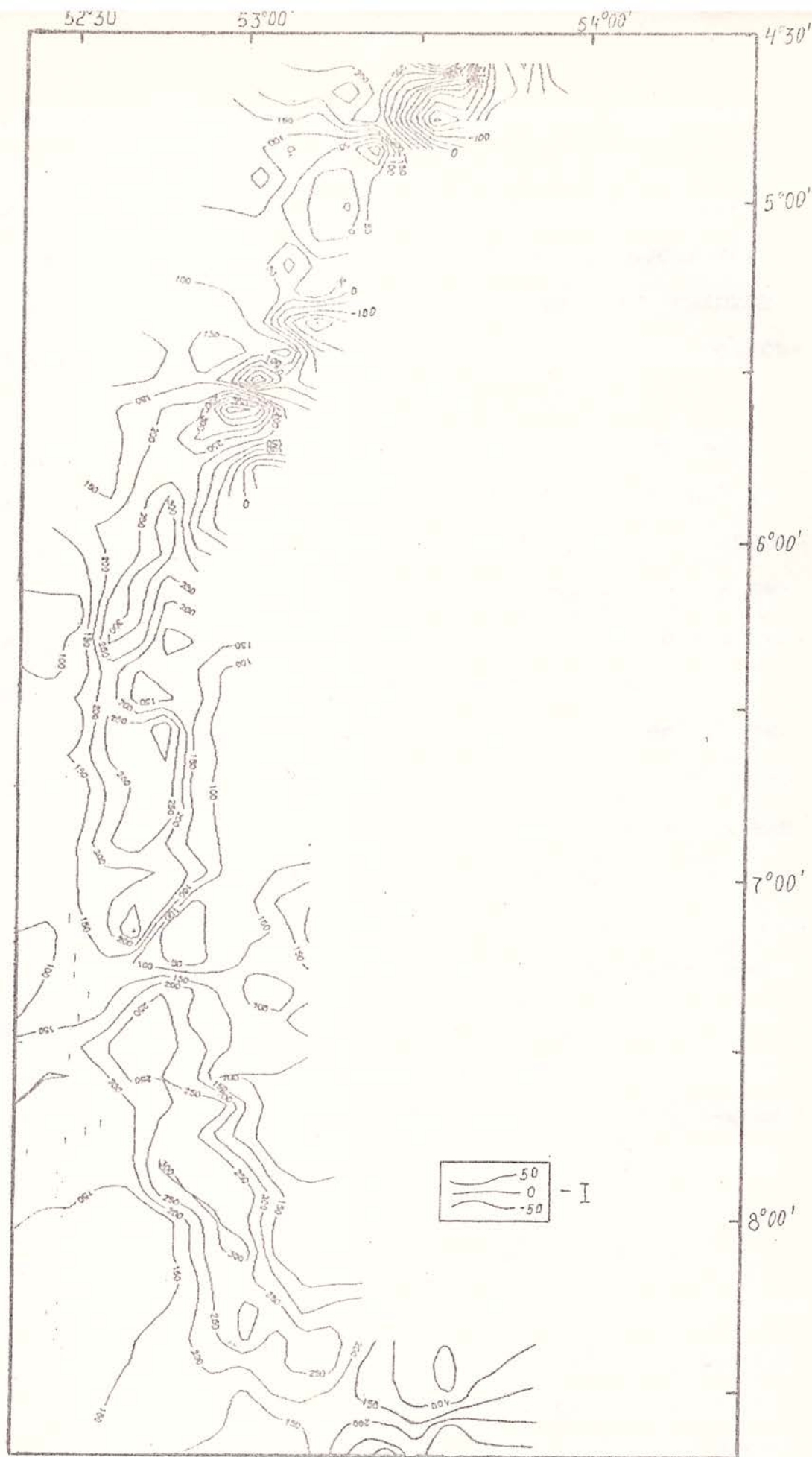


Рис. 3.2. Карта аномального магнитного поля Амирантс-
кой дуги. I — изодинамы в нТл.

о. Этуаль. Амплитуда значений аномалий в этой зоне находится в пределах - 250 до 450 нТл.

Структура магнитного поля северной зоны отражает высокую неоднородность магнитоактивного слоя этого участка. Аномалии, вероятно, связаны с внедрением магнитных интрузий по разломам юго-восточного - субширотного направлений в краевую зону островной дуги.

На центральном участке полигона наблюдаются положительные изометричные, иногда линейные аномалии в интервале значений от 150 до 350 нТл. Характер поля более спокойный, аномалии сглажены по сравнению с северной частью полигона, что отражает более высокую однородность строения магнитоактивного слоя этого участка.

Наиболее вероятным вариантом интерпретации на наш взгляд является следующий: центральный участок представляет собой приподнятый край надвинутой океанической плиты с типично океаническим строением. Магнитное поле обусловлено магнитными свойствами толеитовых базальтов в верхней части и серпентинизированными офиолитами и дайковым комплексом в нижней и средней части разреза. Блок раздроблен разломами, направление которых проявляется в изодинамах.

Южный участок отделен от центрального тектоническим нарушением северо-восточного направления проходящим южнее о. Сен-Франсуа. Южный участок полигона по морфологии и интенсивности аномалий магнитного поля аналогичен центральному участку. Изодинама, охватывающая дуговой склон южного участка по изобате 5000 м, по интенсивности выше на 50 нТл, чем аналогичная изодинама центрального блока, что может свидетельствовать о некоторой приподнятости магнитоактивного фундамента южного блока относительно центрального. Также отмечается смещение этой характерной изоди-

намы для северного края южного блока примерно на 10 миль в юго-западном направлении относительно характерной изодинамы центрального блока. Совершенно не выраженное в рельефе дугового склона аналогичное по амплитуде смещение проявляется в рельефе западного склона желоба. Эту зону можно рассматривать как разлом, отделяющий блоки друг от друга. Природа фундамента южного участка аналогична центральному.

Схема тектонических нарушений, выделенных по магнитному полю, представлена на рис. 3.3. В магнитном поле проявлены разломы меридионального, северо-восточного и субширотного направления. Наибольшее распространение имеют разломы северо-восточного направления, которые определяют тектоническую структуру центрального и южного блоков.

На северном участке главное значение имеют разломы субширотного направления.

По нашему мнению на первоначально сформированную ослабленную зону меридионального направления, проявление которой существует в рельефе дна к северу от Амирантских островов, наложился напряжения, источник которых находился внутри современной островной дуги. Возникшие напряжения сформировали радиальные разломы юго-западного направления, по которым произошел надвиг образовавшихся сегментов коры с формированием системы дуга-желоб. Южнее о. Альфонс сегментация остроугольного склона по магнитным данным прослеживается через ось и западный склон желоба.

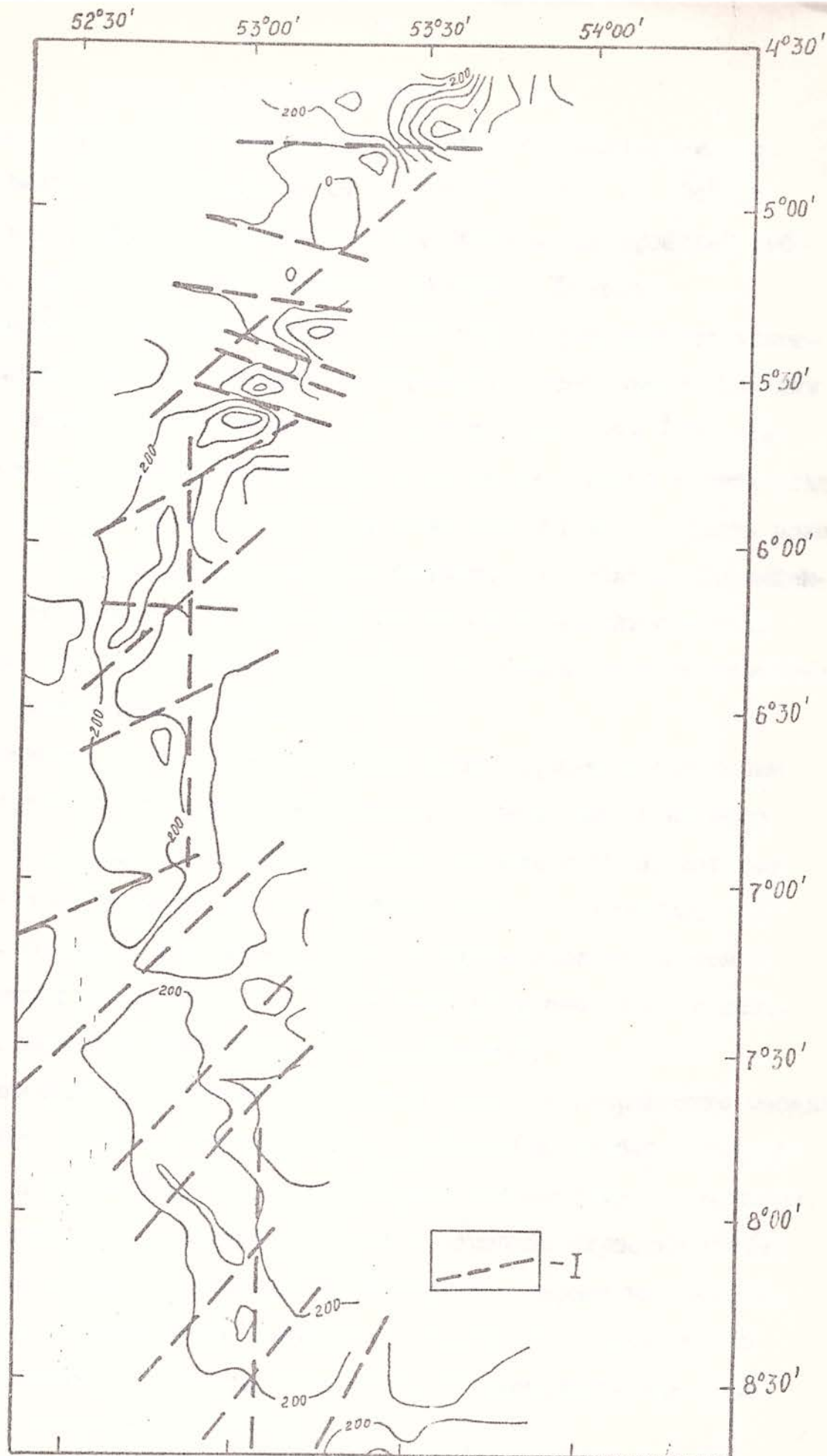


Рис. 3.3. Схема тектонических нарушений, установленных по магнитному полю. I — разлом.

3.6.1. Филиппинское море.

Схема профилей гидромагнитной съемки представлена на рис. Полигон расположен в пределах от 14° до 17° с.ш., от 134° до $135^{\circ}20'$ в.д., над хребтом Косю-Палау. Направление профилей субширотное, расстояние между ними не превышало 10 миль.

Основную площадь полигона занимает поле отрицательных значений значений, на фоне которого наблюдаются изометричные аномалии положительного и отрицательного знака интенсивностью ± 150 нТл. Положительные аномалии расположены в северной и южной частях полигона, в центральной части полигона поле отрицательное. Часть положительных и отрицательных аномалии связаны с подводными возвышенностями, что отражено на карте-схеме профилей магнитного поля и рельефа (рис. 3.4). Наиболее высоким возвышенностям соответствуют наиболее интенсивные аномалии.

Центральная часть полигона проявляемая отрицательным полем соответствует центральной части хребта с глубинами по изобате 3500 м и локальными возвышенностями до изобаты 3000 м, которые практически не проявляются в магнитном поле. Изометричные положительные аномалии в северной части полигона прослеживаются в юго-восточном направлении, на южном крае полигона цепочка положительных аномалий имеет такое же направление.

На западном крае центральной части полигона направление изодинам -50 нТл – 100 нТл соответствует направлению изобат западного хребта. В восточной части полигона такие особенности не выражены.

Магнитное поле отражает довольно однородное строение хребта в центральной части, подводные возвышенности выраженные в положительных и отрицательных аномалиях в северной и южной частях полигона, очевидно, сложены базальтами положительной или отрицательной полярности.

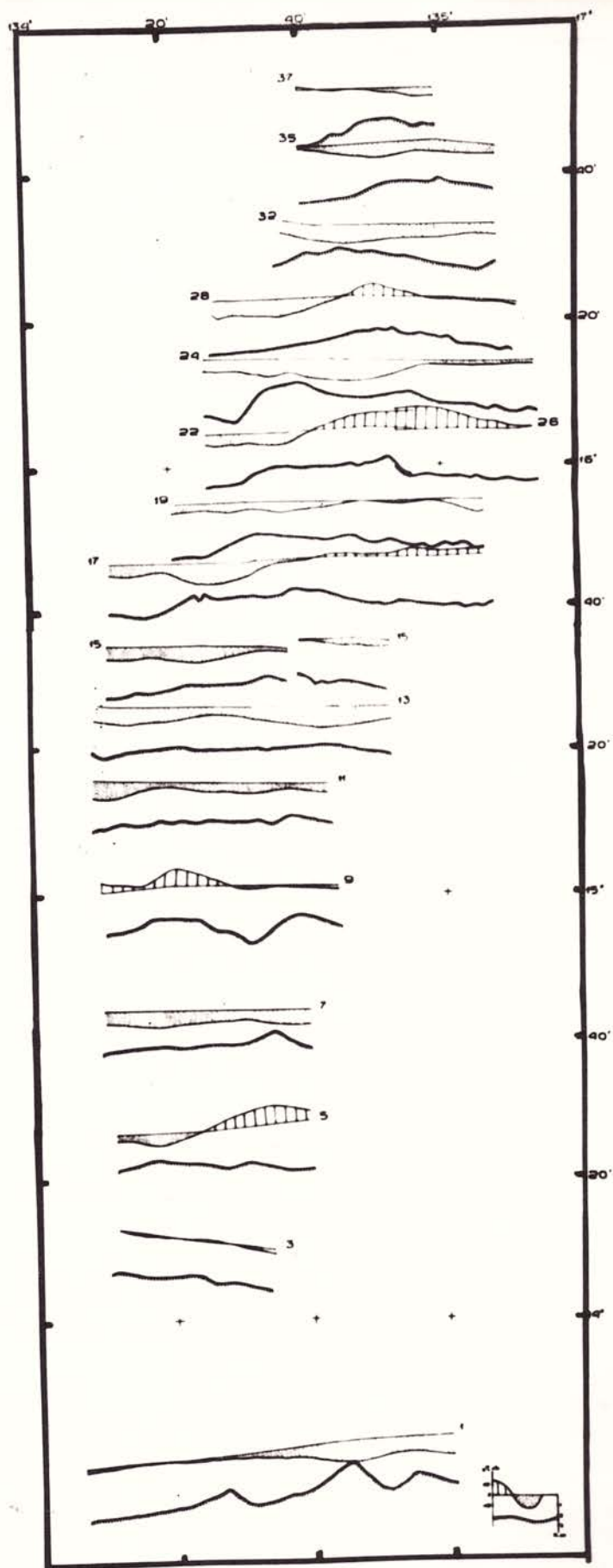


Рис. 3.4. Схема профилей аномального магнитного поля и рельефа хребта Кюсю-Палау.

134°10'

135°00'

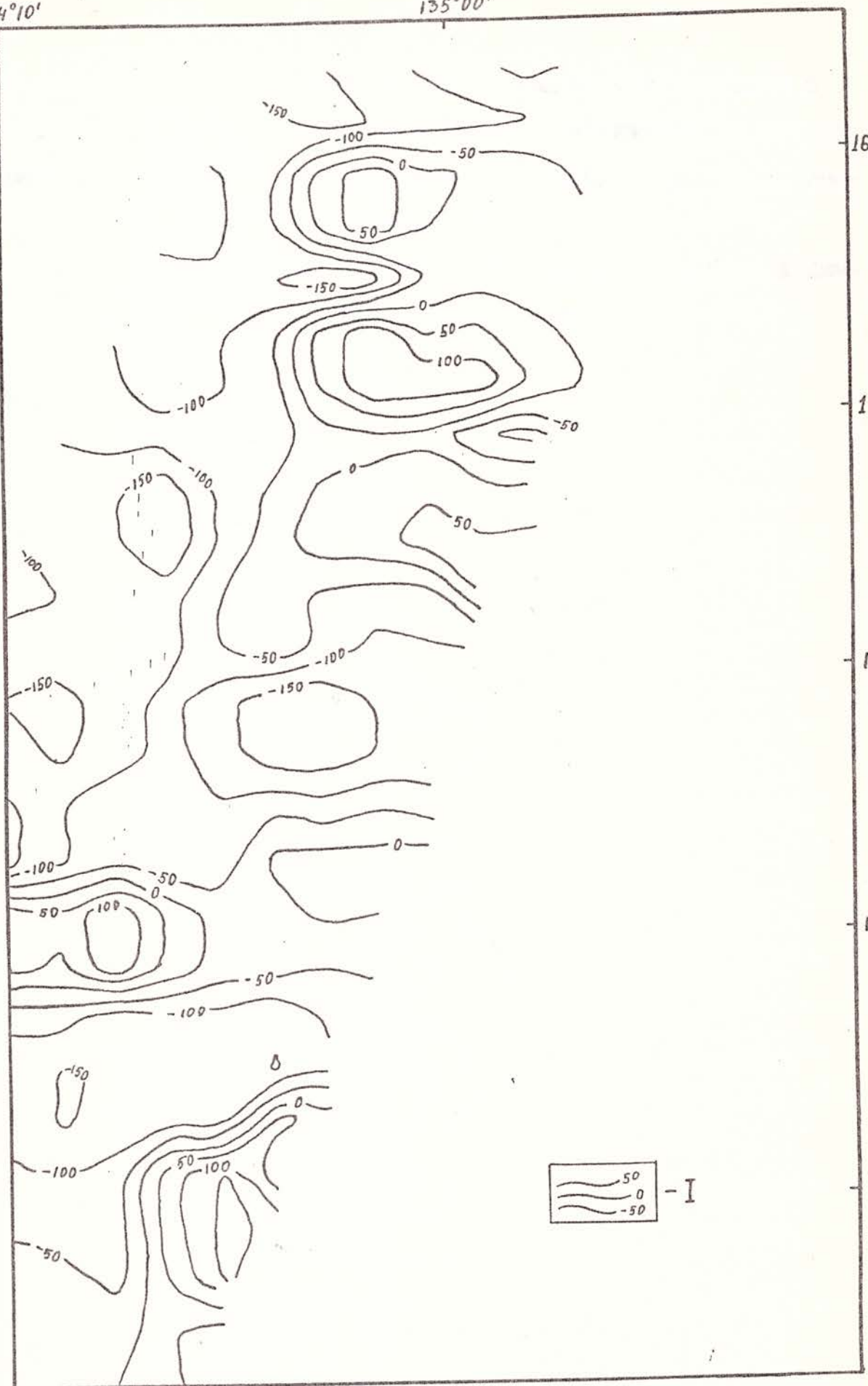


Рис. 3.5. Карта аномального магнитного поля хребта Кюсю-Палау. I - изодинамы ΔH (нТл).

Юго-восточное направление цепочек положительных аномалий в северной и южной частях полигона отражает существование в структуре хребта тектонических нарушений аналогичного направления, особенности морфологии дна подтверждают это.

Следует отметить, необходимость более детальных работ на данном полигоне в связи со сложным строением хребта.

4. Отчет геологического отряда

4.1. Цель и задачи

Основные цели и задачи геологического отряда в течении рейса заключались в добыче каменного материала путем драгирования подводных возвышенностей, документация и обработка полученной информации.

4.2. Состав отряда и распределение обязанностей

Геологический отряд был сформирован из следующих сотрудников: Мартынов Ю.А. (нач. отряда), Бадрединов З.Г., Кемкин И.В., Левченко Ю.В., Шевцов С.Г., Резниченко В.Г.

В рейсе отрядом выполнялись следующие работы:

1. Отбор проб пород драгированием подводных возвышенностей, подготовка оборудования для заборных работ.

2. Первичная обработка поднятых образцов, их визуальное описание, документация и отбор проб на различные виды анализов.

3. Изготовление и описание прозрачных шлифов. Изготовлением шлифов занимался Резниченко В.Г.

Основным видом заборных работ являлось драгирование. Оно проводилось круглосуточно, но в ряде случаев ночное драгирование заменялось эхолотным промером. Были организованы три палубные бригады обеспечивающие заборные работы. Драгированием руководили Леликов Е.П., Съедин В.Т., Безверхний В.Л. . Заборные работы на Амирантской дуге проводились с 12.06-23.06.90 г.

Документацию каменного материала и просмотр шлифов выполняли Съедин В.Т., Мартынов Ю.А., Бадрединов З.Г., Леликов Е.П., Кемкин И.В.

4.3. Драгирование

Оборудование для драгирования использовалось традиционное. Драги выполнены из стальных труб диаметром 50-70 см, утяжеленные

балластными пластинами до 110-150 кг и снабженные металлическими сетками. Драгирование производилось с использованием судовых механизмов: траловой лебедки, крана и П-рамы.

Методика работ применяемая в 33 рейсе нис "Профессор Богоров" аналогичная ранее разработанной методике, хорошо зарекомендовавшей себя в рейсах на нис "Первенец" и "Профессор Богоров". Драгирование выполнялось на крутых склонах в направлении от нижних участков к верхним. Драга волочилась по дну на малом ходу судна до появления зацепов за выступы коренных пород.

4.4. Результаты работ

Геологические работы в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров" выполнялись в Индийском океане и в Филиппинском море.

4.4.1. Индийский океан

В Индийском океане геологические исследования были сосредоточены в районе Сейшельских островов (рис.1.2). Они выполнялись на Амирантской дуге, в Амирантской котловине (г.Фред) и в северной части подводного склона собственно Сейшельской банки. Драгирование было проведено на 28 станциях, из которых 23 оказались результативными (табл.1, приложение). Кроме того для геологических исследований использован материал одной трубки (ст.2803). Основной объем работ выполнен на Амирантской островной дуге. Исследования проводились на западном склоне Северного, Центрального и Южного блоков этой структуры. Полученный здесь материал подробно охарактеризован в отдельных разделах: 4.4.1.1 - "Магматические породы"; 4.4.1.2. - "Осадочные породы".

На г.Фред (ст.2809, 2810) и со склонов Сейшельской банки (ст. 2811, 2812) были подняты только органогенные (рифогенные?) известняки (табл.1, приложение).

Магматические породы, драгированные в пределах Амирантской дуги с глубин 4500-2500 м, представлены как эффузивными, так и интрузивными породами.

1. Эффузивные образования

Северный блок

Базальты Северного блока представлены, как правило, мелкопорфировыми и стекловатыми разновидностями типичными для океанических структур.

С определенной долей условности можно выделить две основные разновидности пород - оливин-плагиоклазовые и плагиоклазовые базальты.

Оливин-плагиоклазовые базальты - породы серого цвета с массивной текстурой. Структура, чаще всего, порфировая (2786-2-2, 2786-2-1, 2799-2-2), иногда толеитовая (2792-2-6). Порфировые выделения представлены плагиоклазом и оливином.

Плагиоклаз - коротко таблитчатой и лейстовидной формы, размером до 0,5 мм. Относится к ряду лабрадора (угол максимального симметричного погасания альбитовых двойников в зоне $\perp$ ОЮ имеет среднее значение 35° , что соответствует 60% анортитового компонента). Минерал, как правило, чистый, слабозональный. В зональных кристаллах краевые зоны содержат меньшее количество анортитового компонента, чем центральные. Иногда наблюдаются "футлярные" формы кристаллов, свидетельствующие о быстрой закалке пород. Количество фенокристов плагиоклаза обычно не превышает 5-10% объема пород.

Оливин - встречается в виде единичных кристаллов, нацело замещенных агрегатом вторичных минералов: хлорофеитом, боулингитом.

Структура основной массы, как правило, гиалиновая, участками сферолитовая. В ней просматриваются нитевидные лейсты плагиоклаза и мелкие криптокристаллические участки сложенные преимущественно

клинопироксеном. Основная стекловатая масса породы замещена тонким агрегатом глинистых минералов (сметитами) карбонатом и гидроокислами железа, что придает ей характерную бурую окраску. Редкие прожилки, миндалины и обособления выполнены смектитом, в ассоциации с которым иногда встречаются цеолиты и крайне редко хлорит.

Плагинклавовые базальты - серые, массивные с порфировой (2788-1-1), толеитовой (2786-2-4, 2786-2-5, 2796-1-2, 2798-1-2, 2798-1-4), пойкилитовой (2792-1-5, 2792-1-8, 2796-1-1, 2796-1-1) и гиалопилитовой (2799-2-3, 2799-2-4) структурой.

Редкие порфировые выделения представлены таблитчатыми кристаллами плагинклаза, как правило, не затронутыми вторичными изменениями. Преобладающий минерал основной массы - также плагинклав, образующий разноориентированные лейсты, нитевидные, иногда короткотаблитчатые кристаллы. Минерал, как правило, не затронут вторичными изменениями. Клинопироксен (авгит) встречается, главным образом, в виде криптокристаллического агрегата в стекле основной массы, реже - в виде шестоватых мелких кристаллов (2786-2-4, 2786-2-5, 2798-1-4), этот минерал образует простые двойники. Оптически положительный. Угол $C:N_g$ в сечении $N_m = 40-45^\circ$. Угол оптических осей судя по коноскопической фигуре в разрезе $\perp$ оптической оси имеет значение около 65° . Стекло основной массы слабонераскристаллизовано и замещено агрегатом глинистых минералов.

Пироксеновый коматит (2792-1-9) - порода эффузивного облика. Преобладающий минерал-клинопироксен, образующий лейсты размером до 0,1 мм беспорядочно ориентированные, с волнистым погасанием, погруженные в криптокристаллическую основную массу. Наряду с клинопироксеном в породе встречаются более крупные по размеру удлиненные кристаллы, по-видимому, оливина. Минерал обладает характерными для оливина формой и прямым погасанием в разрезах с отчетливой спаянностью. Иногда оливин окружен оторочкой мелких кристаллов клинопироксена, возможно, реакционной природы.

Центральный блок

Магматические породы трех станций Центрального блока представлены базальтами, долерито-базальтами.

Для плагиоклазовых базальтов характерна порфировая (2800-I-2) и пойкилитовая структуры (2801-I-1). Порфировые выделения представлены единичными крупными (до 1 мм) лейстами плагиоклаза, которые часто собраны в гломеропорфировые _____ ки. Резкозональные, часто с резорбированными ядрами. Краевые зоны также, как правило, несут следы резорбции. Структура основной массы толеитовая. Преобладают беспорядочно ориентированные лейсты плагиоклаза (~35%), промежутки между которыми сложены ксеноморфными зернами клинопироксена (~20%).

Особенностью афирового базальта, описываемого блока является присутствие в слабонаструктуризованном стекле участков с лучшей наструктуризацией, с многочисленными, довольно крупными лейстами плагиоклаза и ксеноморфного клинопироксена. Возможно они образовались за счет скопления газовой фазы.

Долерито-базальты (2801-I-2, 2802-I-2) – это хорошо наструктуризованные породы содержащие небольшие количества стекла криптокристаллической наструктуризации. Структура – долеритовая, участками – толеитовая. Преобладающий минерал – плагиоклаз, образующий идиоморфные лейстовидные кристаллы. Ксеноморфный клинопироксен иногда образует метельчатые агрегаты, свидетельствующие о быстрой закалке породы. В небольшом количестве присутствует рудный минерал.

Вторичные изменения проявлены в смектитизации вулканического стекла и серецитизации вдоль микротрещин основного плагиоклаза. Отдельные, редкие мелкие трещины в породе выполнены смектитом и цеолитами.

Южный блок

Эффузивные породы Южного блока Амирантской дуги несколько

отличаются по своим петрографическим особенностям от описанных разновидностей Центрального и Северного отрезка, что проявляется в лучшей степени раскристаллизации пород, преобладании порфировых разновидностей и в своеобразном характере вторичных изменений, выраженном в уралитизации клинопироксена и амфиболизации вулканического стекла. Очевидно, эти отличия обусловлены принадлежностью рассматриваемых пород к дайковому комплексу широко представленному среди пород драгированных на Южном блоке.

Базальты плагиоклазовые порфировые амфиболизированные (2804-3-25, 2806-4-6, 2806-4-15, 2807-I-II, 2807-I-52, 2807-I-55, 2807-I-62, 2807-I-64, 2807-I-67, 2807-I-68, 2807-I-69) - представляют собой породы, которые по своим петрографическим характеристикам заметно отличаются от всех типов эффузивных пород, описанных ранее. Структура порфировая. Порфировые выделения достаточно многочисленны и представлены плагиоклазом. Форма кристаллов таблитчатая или лейстовидная, размер - до 1 мм. Плагиоклаз, как правило, не затронут вторичными изменениями, зонален. Состав центральных частей кристаллов колеблется в пределах - 53-75% Ан. Структура основной массы гиалопилитовая, толеитовая и сферолитовая. В ней просматриваются микролиты плагиоклаза, погруженные в криптокристаллическое стекло. Рудный минерал присутствует в виде мелкой "сыпи" в основной массе. Образцы 2807-I-55, 2807-I-68, 2807-I-67 отличаются лучшей раскристаллизацией основной массы, в которой просматриваются мелкие кристаллы клинопироксена и плагиоклаза. Стекло основной массы и микролиты феррических минералов амфиболизированы. Редкие миндалины, прожилки и обособления выполнены хлоритом и слабоокрашенным амфиболом, плеохроирующим в зеленоватых тонах.

В шлифе 2807-I-69, 2807-I-52, в основной массе породы отмечаются "включения" неправильной формы, состоящие из альбита и амфибола, напоминающие по виду и набору минералов лейкократовые агрегаты обр. 2807-I-72, 2807-I-71.

Амфибол светло-зеленого цвета, отрицательный, с большим углом оптических осей образует волокнистые агрегаты плеохрозирующие по прямой схеме абсорбции. Угол погасания $C:Ng = 10-12^\circ$.

Базальты афировые амфиболизированные (2803-I-3, 2803-I-5, 2804-3-6, 2804-3-8, 2804-3-16, 2804-3-22, 2804-3-23, 2804-3-26, 2804-3-27, 2807-I-63, 2807-I-65) характеризуются толеитовой структурой. Преобладают лейсты плагиоклаза и ксеноморфные по отношению к ним кристаллы клинопироксена. Лейсты плагиоклаза свежие, зональные. Состав центральных частей кристаллов - 50-58% An. Иногда минерал часто замещен сосюритом (2803-I-3). Клинопироксен (до 25% от объема пород) часто содержит пойкилитовые вроски более раннего плагиоклаза. В различной степени уралитизирован. Содержание рудного минерала не превышает 5%.

Базальты порфировые оливин-плагиоклазовые представлены одним образцом (2806-4-16). Структура - порфировая. Порфировые выделения представлены лейстами плагиоклаза, свежими, слабозональными. Состав центральных частей крупных фенокристов - 75% An. В отличие от ранее описанной группы в породе присутствуют многочисленные кристаллы оливина нацело замещенного хлоритом. Структура основной массы гиалопилитовая, состоит из мелких нитевидных кристаллов плагиоклаза погруженных в стекло основной массы нацело замещенное амфиболовым агрегатом.

2. Интрузивные породы

Магматические породы интрузивного облика драгированы только в пределах Южного блока Амирантской дуги. Представлены они несколькими петрографическими типами.

Долериты (обр. 2803-I-2, 2803-I-4, 2804-3-12, 2806-4-2, 2806-4-4, 2806-4-5, 2806-4-7, 2806-4-9) породы с офитовой, долеритовой структурой, участками толеитовой и пойкилитовой. Преобладают лейсты плагиоклаза, образующие решетку породы. Минерал, как правило, не затронут вторичными изменениями, слабозональный. Состав цен-

тральных частей кристаллов колеблется 55-63% An . Иногда по трещинам развивается альбит (2806-4-5). В ряде образцов отмечаются реликты оливина, нацело замещенного агрегатом талька, магнетита (2806-4-2, 2806-4-7) и гидроокислами железа.

Клинопироксен – преобладающий фемический минерал. Образует кристаллы ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Содержание клинопироксена достигает 30-35%. Крупные кристаллы этого минерала часто включают мелкие зерна более раннего плагиоклаза. В некоторых образцах наблюдаются метельчатые агрегаты состоящие из плагиоклаза и клинопироксена. Клинопироксен частично уралитизирован (2806-4-9, 2806-4-7). Содержание рудного минерала достигает 5%. Ряд образцов долеритов можно рассматривать как переходные разности между базальтами и долеритами (2803-I-4). Содержание криптокристаллического стекла основной массы в них может достигать 20-25%. Стекло, как правило, амфиболизировано, хлоритизировано и замещено гидроокислами железа. К более поздним образованиям следует отнести смектизацию темноцветных минералов и заполнение смектитом отдельных микротрещин и обособлений.

Долериты и долерито-базальты амфиболизированные (2804-3-4, 2804-3-8, 2804-3-9, 2804-3-10, 2804-3-11, 2804-3-14, 2804-3-15, 2804-3-18, 2804-3-19, 2804-3-20, 2804-3-21, 2804-3-24, 2807-I-45). Породы по своим петрографическим характеристикам аналогичны ранее описанной группе, но отличаются высокой степенью замещения темноцветных минералов и стекла основной массы (в тех образцах где они присутствуют) уралитом. При этом плагиоклаз, как правило, остается неизмененным, реже слабо альбитизируется по трещинам (2804-3-8, 2804-3-21). В образцах 2804-3-14 отмечаются реликты оливина нацело замещенного амфиболом, хлоритом и серпентином. Состав лейст плагиоклаза варьирует от 50 до 70% An .

Клинопироксен-амфиболовое габбро и габбро-долериты (2803-I-I, 2804-3-I, 2806-4-3, 2806-4-14, 2807-I-4, 2807-I-12, 2807-I-13,

2807-I-17 ÷ 2807-I-19, 2807-I-22, 2807-I-27, 2807-I-28, 2807-I-31 ÷ 2807-I-36, 2807-I-38, 2807-I-42, 2807-I-44, 2807-I-46, 2807-I-48, 2807-I-50, 2807-I-54) – породы с массивной текстурой, габбровой, офитовой, участками пойкилитовой структурой. Хорошо раскристаллизованы, с размером кристаллов достигающих 3 мм. Преобладающий минерал – плагиоклаз образует таблитчатые выделения с отчетливо выраженными полисинтетическими двойниками. Некоторые кристаллы зональны. Зональность проявляется в понижении анортитового минала от центра к краям кристаллов. Состав центральных зон, оцененных по максимальному углу симметричного погасания альбитовых двойников, соответствует лабрадору (60-65% An).

Второй по распространенности минерал – клинопироксен, слагает крупные агрегаты с диагеновой отдельностью ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и нередко содержит в себе его мелкие включения. Частично амфиболизирован и замещен бурыми образованиями гидроокислов железа. Угол $C:Ng$ имеет значения около 45° .

Амфибол представлен двумя разновидностями: таблитчатыми кристаллами, роговой обманки, плеохроирующими в буровых тонах, и волокнистым агрегатом сине-зеленого амфибола, замещающего бурый амфибол, клинопироксены и выполняющего совместно с хлоритом отдельные прожилки. Более поздние изменения проявились в смектитизации амфиболизированного пироксена. Содержание рудного минерала (магнетита?) обычно не превышает 5 объемн. %.

Оливиновое габбро (2804-3-3, 2807-I-10) отличается от вышеописанного клинопироксен-амфиболового габбро присутствием реликтов оливина (не более I объемн.%) нацело замещенного агрегатом талька, хлорита и магнетита. В обр. 2807-I-10 характер замещения несколько иной – амфибол, хлорит, смектит и гидроокислы железа.

Амфиболовое габбро (2807-I-6 – 2807-I-8, 2807-I-37) характеризуется тем, что темноватый минерал в нем представлен бурой роговой обманкой. Объемные количества амфибола в породе достигают

30%. Остальная часть сложена плагиоклазом и незначительным количеством рудного компонента. Амфибол слагает крупные таблитчатые кристаллы, обладающие совершенной спаенностью (угол между плоскостями спаенности = 56°) и светло-бурой окраской в проходящем свете. Оптически отрицательный. Угол погасания $C:Ng = 16-22^{\circ}$. В обр. 2807-I-6 амфибол был выделен и проанализирован (рентгенофазовый анализ, аналитик Холодкевич И.В.). По данным анализа он представлен амфиболом эденитового ряда (табл. 4.I). Плагиоклаз-лабордор (55% An) образует вытянутые прямоугольной формы зерна размером до 3 мм, часто полисинтетически сдвойникован. Вторичные минералы отсутствуют. Порода отличается свежим обликом.

Сerpентиниты (многочисленные обломки ст. 2804, 2807) – макроскопически бурой и светло-желтой окраски со специфической петельчатой структурой серпентинового агрегата. Под микроскопом выделяются две структурные разновидности серпентина: пластинчатая – бастит по ортопироксену и петельчатая – по оливину. Акцессорный минерал представлен магнетитом, заполняющим межзерновые пространства и встречающийся в виде пылевидных частиц в основной массе серпентина. Учитывая наличие в серпентине реликтов кристаллографических форм ортопироксена, можно предположить, что исходными породами подвергшиеся серпентинизации были гарцбургиты. Серпентин был определен во многих образцах ст. 2804, 2807 рентгенофазным анализом (табл. 4.I).

Лейкократовые породы (2807-I-70, 2807-I-71, 2807-I-72) необычные в петрографическом отношении образования. Они состоят из кристаллобластового агрегата альбита, в который погружены крупные таблитчатые, часто зональные кристаллы основного (45% An) плагиоклаза и клинопироксена-авгита ($C:Ng = 45^{\circ}$, $2v = 65-70^{\circ}$). Плагиоклаз и клинопироксен несут следы деформации, выраженные в изгибании и растрескивании крупных кристаллов. По трещинам плагиоклаз альбитизируется. В шлифе (обр. 2807-I-72) среди основной массы раздробленных зерен клинопироксена и альбитизированного плагиоклаза

наблюдаются как бы "прожилки" состоящие из агрегата более мелких кристаллов альбита, насыщенных разноориентированными кристаллами клинопироксена. Здесь же встречаются неправильные по форме пустоты, выполненные рудным минералом.

Метаморфические изменения магматических пород

Как следует из петрографического описания магматических образований Амирантской дуги все они несут следы воздействия метаморфических процессов. При этом степень вторичного изменения пород Центрального и Северного блоков сопоставима по уровню и соответствует начальным этапам низкотемпературного океанического метаморфизма, тогда как породы Южного блока претерпели более интенсивные метаморфические преобразования.

Метаморфические изменения магматических пород Северного и Центрального блоков

Магматические породы, драгированные на Северном (станции драгирования 2784-2799) и Центральном (станции драгирования 2800-2802) блоках восточного склона Амирантской дуги представляют собой стекловатые (афировые) разновидности базальтов, вкрапленники основной массы которых сложены микролейстами, иногда лучистыми агрегатами, плагиоклаза (лабрадор, 50-55%An) - 10-15 объемн.%, моноклинным пироксеном - 5-10 объемн.% и рудными минералами - 3-5 объемн.%, погруженных в девитрифицированное и интенсивно смектитизированное вулканическое стекло.

В отдельных шлифах (шл. 2786-2-2) встречаются реликтовые формы ромбовидных кристаллов оливина выполненные бурым изотропным агрегатом хлорофрита, слабо просвечивающим в проходящем свете.

Вторичные изменения выражаются в смектитизации вулканического стекла и замещении его гидроокислами железа. Редкие миндалины и тонкие прожилки в базальтах выполнены смектитом, в ассоциации с которым встречаются цеолиты (шл. 2786-2-1, 2798-1-2), иногда каль-

тит и крайне редко хлорит (2786-2-2, 2786-2-4, 2798-I-2).

Данные рентгенофазового анализа (табл. 4.I) валового состава пород Северного и Центрального блоков (аналитик Холодкевич И.В.) позволяют установить в них следующие ассоциации вторичных минералов: смектит-стильбит-филлипсит[±]кальцит[±]хлорит. Все это указывает на преобразование описываемых базальтов в условиях смектитовой фазы низкотемпературного гидротермального метаморфизма океанического типа, температура которого не превышала 300°C, а давление - 2 кбар.

Метаморфические изменения магматических пород Южного блока

Магматические породы Южного блока, в отличие от Северного и Центрального, характеризуются большей степенью раскристаллизации и представлены амфиболизированными габбро, долеритами, долеритобазальтами и подчиненным количеством базальтов и серпентинитов (станции драгирования 2803-2808). Несмотря на различия петрографических типов пород они характеризуются одинаковым уровнем метаморфических изменений и, очевидно, представляют собой единый плутонический комплекс.

Из первично-магматических минералов в габброидах и базальтах присутствуют основной плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен (диопсид-авгит иногда с диаллаговой отдельностью), рудные минералы и реликты кристаллографических форм оливина, нацело замещенных вторичными минералами. В некоторых разновидностях габбро установлено наличие магматической роговой обманки эденитового ряда.

Вторичные минералы, представленные бледноокрашенным волокнистым амфиболом, хлоритом, эпидотом, тальком, биотитом, цеолитами, кальцитом и смектитами, развиваются по клинопироксену, оливину, выполняют отдельные прожилки и замещают вулканическое стекло, там где оно присутствует. Серпентинитовые породы полностью сложены пестельчатым и пластинчатым (бастит по ортопироксену) серпентином и

магнетитом, выполняющим межзерновые пространства. Мономинеральный состав серпентинитов подтверждается данными рентгенофазового анализа (табл. 4.I, обр. 2807-I-73 - 2807-I-80 и др.).

Характер структурного взаимоотношения вторичных минералов, проявленный в наложении смектитизации и цеолитизации на более ранние выделения хлорита, амфибола, эпидота и талька свидетельствует о двухэтапном метаморфическом преобразовании магматических пород данного участка. В первый, более высокотемпературный этап, происходила интенсивная уралитизация клинопироксенов, частичное замещение вторичным амфиболом магматической роговой обманки, развитие по линии тальк-магнетитового агрегата, выполнение трещин и пустот актинолитом, хлоритом и эпидотом. Вероятно, к этому же периоду следует относить процесс серпентинизации гипербазитов.

Своеобразием минерального состава характеризуемых metabазитов является наличие в них основного плагиоклаза, незатронутого вторичными изменениями и сохранение при метаморфических замещениях магматических структур. Лишь в единичных случаях (шлифы № 2807-I-68, 2807-I-42) наблюдаются процессы частичной альбитизации плагиоклаза. Исключение составляют образцы катаклазированного лейкократового габбро (?) (шл. 2807-I-70, 2807-I-71), где альбит составляет основную массу породы, "цементирующую" обломки клинопироксена и андезина. При этом один из двух образцов (2807-I-71) интенсивно смектитизирован (табл. 4.I).

Подобный тип метаморфических преобразований и ассоциация вторичных минералов свидетельствуют об автometаморфической природе метаморфизма рассматриваемых интрузивных и субинтрузивных пород, связанного с пневмолитовой и гидротермальной стадиями их становления. Аналогичным изменениям подверглись и базальты, тесно ассоциирующие с дайковым комплексом и, очевидно, являющихся менее раскристаллизованными комагматами долеритов.

Второй этап преобразования описываемых пород судя по ассоциации смектитов, цеолитов и кальцитов соответствует низкотемпера-

Данные рентгенофазового минералогического анализа
(Красное море, Амирантская дуга)

Образец	Смектит	Гидрослюда	Хлорит	Каолинит	Серпентин	Тальк	Кальцит	Марказит	Кварц	Опал-СТ	Плагиоклаз	КШ	Пироксен	Амфибол	Клинопти- лолит	Стильбит	Филлипсит	Натролит	Морденит	Гематит	Лётит	Фторпатит	Лалаксит	Примечания
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
2782-1	?	С	С				А	В	С	С	С	?												Вал
2782-2	?	С	С				А	С	С	С	С													"
2782-3	?	С	С				А	С	С	С	С													"
2782-4	?	С	С				А	С	С	С	С													"
2783-1							А	С	?		?													"
2783-2							А		С	С?	С?		В											"
2783-3	В	С	С				А		С	С	сл		сл											"
2786-1-1	В		С						В	С	С		С	С										"
2786-2-1																								Прожилок в базальте
2787-1-1	В		С				С				В	?	С											Вал
2787-1-2							А																	"
2790-26							А																	"
2790-1	А						С		сл		В													"

[illegible]

[illegible]

[illegible]

Образцы I 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 Примечания

2807-1-80	сл				A																	Основная масса
-I-81		A																				Основная масса
-I-82		A*			A							A										Основная масса; * смес- шанослойный хлорит- сметит
-I-84			A									B										Вал
-I-85	сл			A								C										" -
-I-85				A								C										Желтый
-I-89	сл			A																		Зеленый
-I-90				A	C																	Основная масса
-I-93				A																		" -
-I-94	сл			A																		" -
2807-3-6	сл	сл									A	C										Вал
2809-2-1	A																					Сметит

Условные обозначения: А - преобладающее количество фазы, В - значительное количество фазы,
С - заметное количество фазы, ? - предположительное определение фазы,
сл - следы.

Образцы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	Примечания
2806-2-I												A												Пластины
2806-4-3	A		B			B					B	?	C	C			C							Вал (пробы)
2806-4-6	A		B								B	?	C	B			C							" -
2806-4-7	A		A			A					B	?	C	C			C							" -
2806-4-I6	сл		C								B	?	C	B			B							" -
2806-4-I9	C		сл								B	?	C	A			B							" -
2807-I-I													A											Энстатит
2807-I-I																						A		Галаксит
2807-I-I																								Вал
2807-I-6																								Эдинит+паргасит
2808-3																								Белая порода

Условные обозначения: A - преобладающее количество фазы, B - значительное количество фазы

C - заметное количество фазы, ? - предположительное определение фазы, сл. - следы.

турному гидротермальному метаморфизму океанического типа, обусловленному воздействием на породы морской среды и сопоставим по уровню с метаморфизмом магматических пород Северного и Центрального блоков.

Данные рентгенофазового анализа валового состава характеризующих пород (табл. 4.I, аналитик Холодкевич И.В.) устанавливают в них следующую ассоциацию вторичных минералов: амфибол-хлорит-гальк-кальцит-сметит-натролит-филлипсит-морденит и серпентин.

Таким образом, полученные материалы позволяют выделить два уровня метаморфических изменений магматических пород, драгированных из основания Амирантской дуги. Породы Северного и Центрального блоков (станции драгирования: 2786-2799, 2800-2802), представленные стекловатыми афировыми базальтами (дайковые и интрузивные образования отсутствуют), подвержены начальным стадиям изменения свойственным океаническому гидротермальному метаморфизму. Породы Южного блока, отличающиеся преобладанием субинтрузивных и интрузивных разновидностей магматитов (габбро, долериты, долерито-базальты, серпентиниты) характеризуются более высокой степенью вторичных изменений, соответствующих по уровню эпидот-амфиболовой минеральной фации, сформировавшейся в результате аутометаморфических процессов, сопровождавших становление интрузивного комплекса. Наряду с этим в них устанавливаются признаки наложения на более ранние пневматолитовые аутометаморфические образования низкотемпературных гидротермальных изменений. Последние свидетельствуют о том, что различия в уровне метаморфических преобразований пород Северного и Южного блоков Амирантской дуги обусловлено не их региональной разобщенностью, а разным исходным положением драгированных пород в разрезе океанической коры и различной природой метаморфических процессов.

Краткая геохимическая характеристика магматических пород

Амирантской дуги

I. Эффузивные породы

Аналитические данные позволяют геохимически охарактеризовать вулканические породы Северного, Центрального и Южного блоков дуги.

В базальтах Северного блока содержание суммарного железа обычно не превышает средних значений для океанических базальтов и колеблется в очень небольших пределах (10,1-11,2%) (табл. 4,2). Лишь образец 2792-I, по-видимому, можно отнести к типу железистых базальтов (FeO общ. = 13,3%). Он характеризуется также повышенным содержанием TiO_2 (1,84%) и относительно низкими - Ni (60 г/т), Co - (61 г/т) и Cr (20 г/т).

На диаграммах Ni-Co (Лутц, 1980), Ti-V (Shervais, 1982), фигуративные точки пород Северного блока устойчиво ложатся в поля океанических базальтов (рис. 4.1, 4.2). Несколько больший разброс значений наблюдается по соотношению V-Cr (рис. 4.3), но и в этом случае, составы базальтов Северного блока тяготеют к океаническому тренду.

Основные эффузивы Центрального блока по содержанию железа, Co и Ni, а также величине Ni/Co отношений (табл. 4,2, рис. 4.2), в целом, близки описанным породам Северного блока. Но при близкой концентрации TiO_2 они отличаются сравнительно низкими содержаниями V (191-225 г/т). В результате этого, их фигуративные точки на диаграмме Ti-V располагаются за пределами поля океанических базальтов (рис. 4.1).

Базальты и долерито-базальты Южного блока, отличаются от вышеописанных пород Северного и Центрального блоков в среднем более низкими содержаниями FeO общ. и TiO_2 (табл. 4.2, рис. 4.1). Содержание V в четырех проанализированных образцах колеблется, но в среднем оно ниже чем в породах Северного блока описываемой дуги. На дискриминантных диаграммах Ti-V; Ni-Co и Cr-V фигуративные точки базальтов ложатся в океаническое поле (рис. 4.1, 4.2, 4.3).

2. Интрузивные породы

Выделенные четыре петрографических типа интрузивных пород

Содержание некоторых петрогенных (% массы) и микроэлементов (г/т)
в магматических породах Амирантской дуги

п/п	№№ обр.	FeO общ.	TiO ₂	Ni	V	Co	Cr	Sr
		1	2	3	4	5	6	7
1.	2786-2-3	10,85	0,95	64	470	54	60	15
2.	2792-I	13,3	1,84	60	380	61	20	61
3.	2792-I-I	10,4	1,0	111	217	52	189	20
4.	2792-I-2	10,65	1,02	235	343	45	1044	73
5.	2792-I-4	11,45	1,38	94	321	67	37	92
6.	2798-I-I	10,4	0,65	105	235	47	285	49
7.	2798-I-5	10,4	1,15	147	302	57	246	24
8.	2798-2-I	10,1	1,05	140	329	35	397	20
9.	2799-2-2	10,65	1,54	92	450	46	147	84
10.	2799-2-3	11,2	1,22	92	230	44	389	85
11.	2799-2-4	11,0	1,19	127	210	31	250	76
12.	2800-I-2	11,5	1,56	96	207	35	197	103
13.	2801-I-I	10,5	1,28	88	191	47	203	87
14.	2802-I-3	11,5	1,17	80	225	44	56	61
15.	2803-I-I	10,0	0,89	210	113	46	419	60
16.	2803-I-3	11,6	0,96	208	153	34	470	78
17.	2803-I-4	10,3	0,90	207	134	39	411	94
18.	2803-I-5	9,2	0,76	181	275	53	477	131
19.	2804-3-I	8,01	0,44	300	150	37	740	80
20.	2804-3-2	8,5	0,32	177	165	31	215	89
21.	2804-3-3	9,3	0,39	287	168	42	809	78
22.	2804-3-4	9,15	1,04	9,1	250	50	148	124
23.	2804-3-6	9,23	0,82	146	323	46	161	190
24.	2804-3-7	8,62	0,72	151	203	49	384	33
25.	2804-3-8	10,85	1,27	96	370	51	31	97

№ п/п	№ обр.	1	2	3	4	5	6	7
26.	2804-3-9	8,5	0,85	106	234	50	230	66
27.	2804-3-II	10,2	0,95	189	222	55	428	65
28.	2804-3-I2	8,5	0,77	233	187	60	472	62
29.	2806-4-2	9,5	0,67	235	225	43	547	93
30.	2807-I-2	4,28	0,19	273	150	37	1460	98
31.	2807-I-3	8,65	0,55	141	240	55	113	137
32.	2807-I-4	8,2	0,47	95	240	40	135	115
33.	2807-I-5	5,0	0,36	143	149	34	242	150
34.	2807-I-6	5,1	2,84	710	375	33	25	135
35.	2807-I-8	6,41	0,42	135	235	43	110	195
36.	2807-I-7	5,90	0,32	368	204	56	490	135
37.	2807-I-70	3,43	2,40	63	180	18	119	236
38.	2807-7I	2,70	0,56	61	134	20	140	211

Примечание: Эффузивные породы: I-II - Северного блока оливин-плагиоклазовые (9) и плагиоклазовые базальты; I2, I4 - Центрально-го блока плагиоклазовые базальты; I6, I8, 23, 25 - Южный блок афировые амфиболитизированные базальты.

Интрузивные породы: I7, 28, 29 - долериты; 22, 26, 27 - долериты и долерито-базальты амфиболитизированные; I5, I9, 32 - клинопироксен-амфиболовое габбро и габбро-долериты; 21 - оливиновое габбро; 34, 35, 36 - амфиболовое габбро; 37, 38 - лейкократовые породы.

(долериты амфиболизированные, клинопироксен-амфиболовое габбро, оливиновое и амфиболовое габбро) Южного блока, незначительно различаются между собой по геохимическим признакам.

Долериты в целом, близки к эффузивам Южного блока по содержанию железа и TiO_2 , но отличаются в среднем меньшими концентрациями V и более высокими — Ni и, в среднем, Cr (табл. 4.2).

Все типы габброидов характеризуются, в целом, близкими геохимическими особенностями. От долеритов их отличают низкие содержания Fe и TiO_2 (табл. 4.2) при одном уровне концентраций Ni .

Следовательно, интрузивные породы поднятые на Южном блоке Амирантской дуги по ряду геохимических признаков отличаются от вулканических разновидностей и формируют самостоятельные поля на дискриминантных диаграммах. Подобные соотношения составов эффузивных и интрузивных пород, видимо, типично для океанических областей. В частности, они отмечаются и для Центрального хребта (Меланхолина, 1988).

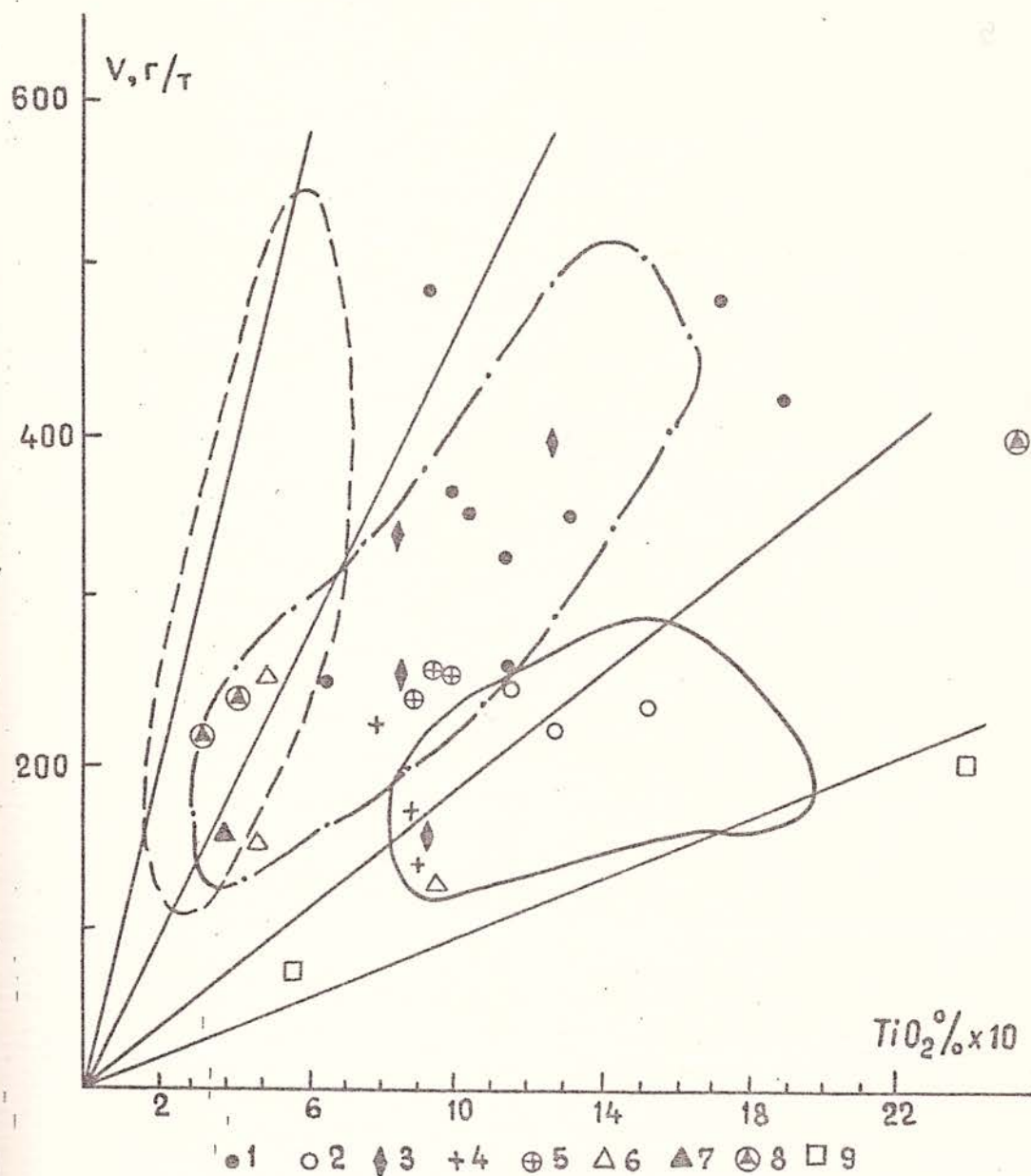


Рис. 4.1. Диаграмма Ti-V для магматических пород Амирантской дуги 1-3 - базальты: Северного (1), Центрального (2), Южного (3) блоков; 4 - долериты; 5 - долерито-базальты амфиболитизированные, 6 - клинопироксен-амфиболовые габбро и габбро-долериты; 7 - оливковое габбро, 8 - амфиболовое габбро; 9 - лейкократовые породы; поля базальтов: штриховая линия - островодужных, штрих-пунктир - океанических (Маг^{Shergar's} 1982), сплошная - активных континентальных окраин.

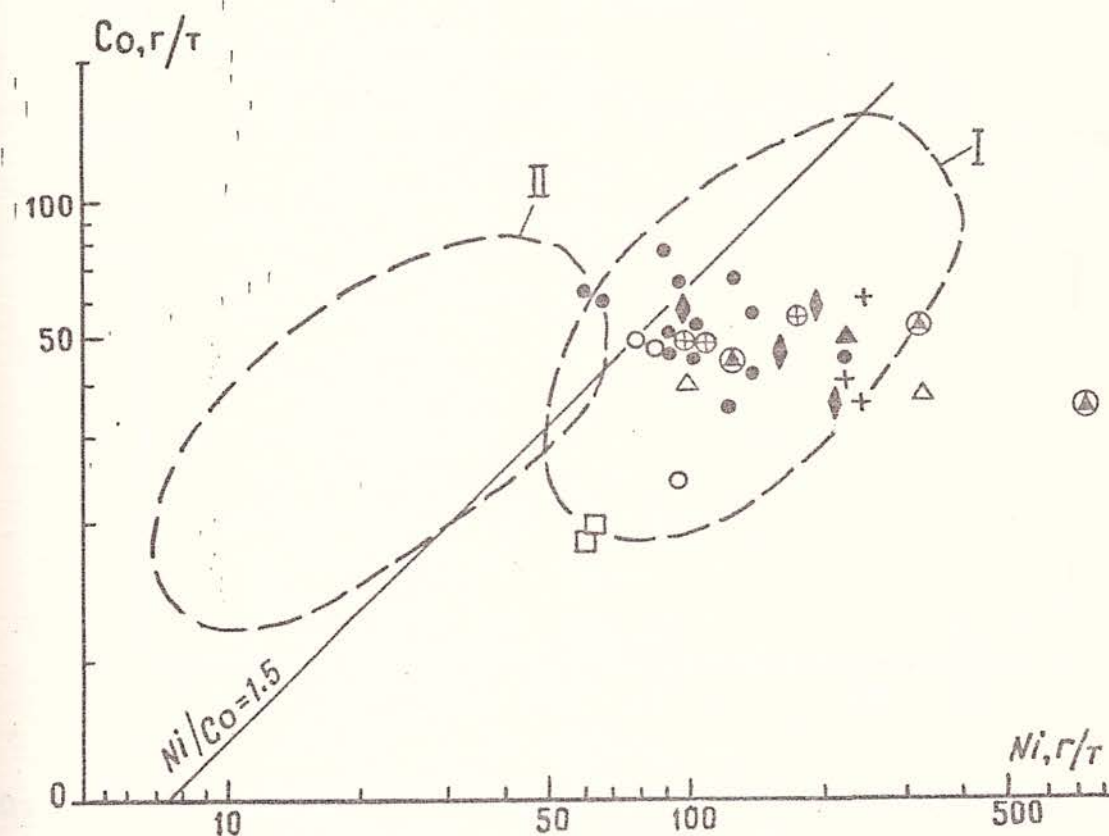


Рис. 4.2. Диаграмма Ni/Co (Лутц, 1980) для магматических пород
Амирантской дуги

Поля на диаграмме: I – океанических, II – геосинклинальных базальтов; остальные условные обозначения аналогичны рис. 4.1.

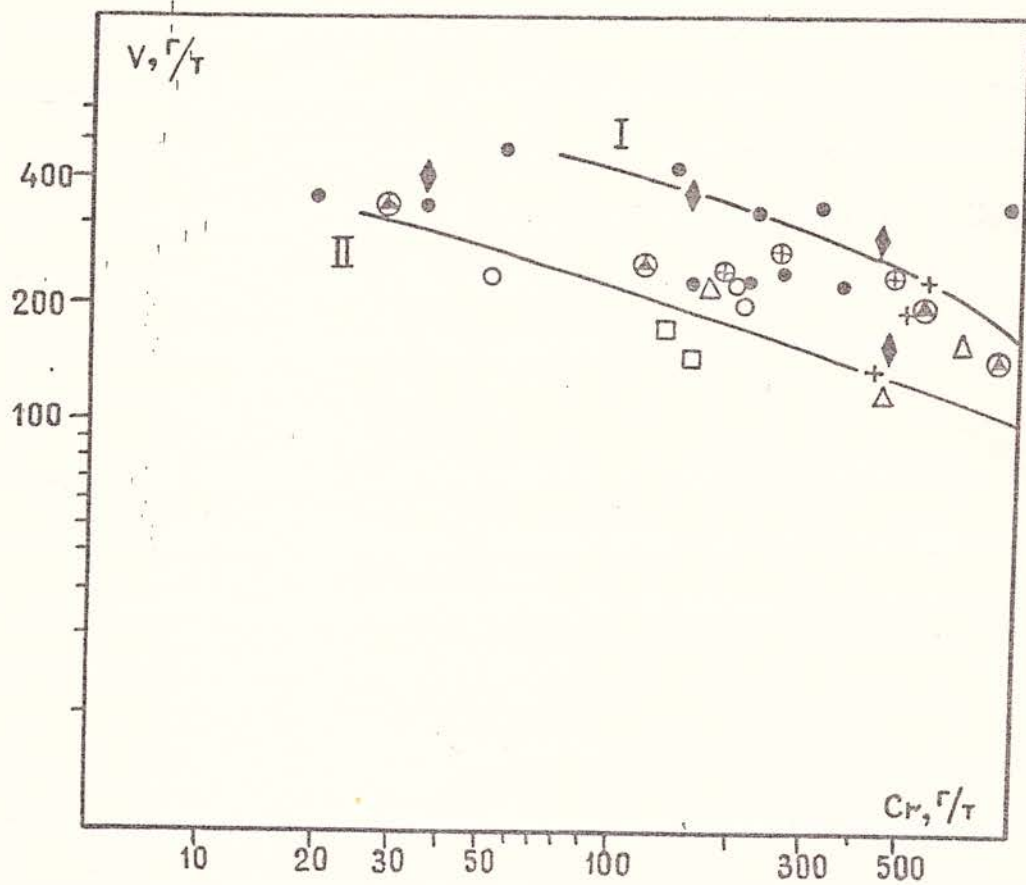


Рис. 4.3. Диаграмма V-Cr (Лутц, 1980) для магматических пород Амирантской дуги

Поля на диаграмме: I - океанических; II - геосинклинальных базальтов; остальные условные обозначения аналогичны рис.4.1.

4.4.1.2. Осадочные породы

Данные образования довольно-таки часто встречаемая группа пород в пределах Амирантской дуги. Вместе с тем они имеют весьма неравномерное распространение. Наибольшее их количество и разнообразие драгировано в пределах Северного блока. Несколько меньше их представителей присутствует в станциях Южного блока. В Центральном блоке не было поднято ни одного обломка осадочных образований, что, конечно, не исключает их присутствие на несколько больших глубинах.

Осадочные породы, драгированные в виде относительно крупных глыб и более мелких обломков, представлены конгломерато-гравелитами, песчаниками, алевропесчаниками, осадочными брекчиями и литифицированными пелагическими глинами.

Северный блок

В Северном блоке наиболее распространенными породами являются конгломерато-гравелиты, которые драгированы на глубинах от 3300 до 3800 м (ст. 2784, 2787, 2790, 2799). Они представляют собой мелко-среднегалечные породы, переходящие участками в обычные гравелиты, что указывает на плохую сортировку кластогенного материала и, соответственно, на близость источника сноса. Породы обычно слаболитифицированы, рыхлые, легко ломаются в руках. Цвет их обычно темно-серый, зеленовато-буровато-серый. Обломочная часть конгломерато-гравелитов, составляющая до 65-75% объема породы, сложена окатанными и полуокатанными гальками различных пород. В основном это обломки в различной степени измененных базальтов (до 90%), реже встречаются гальки, представленные обломками долеритов и известняков. Гальки вулканитов окрашены в черные, бурые, зеленовато-серые цвета. Карбонатные гальки имеют желтовато-белый и белосерый цвет. Размер галек изменяется от 0,5 до 2,5 см, реже до 3-5 см. Единичные гальки достигают 7-8 см по длинной оси. Цементиро-

ваны гальки грубо-крупнозернистым псаммитовым материалом, составляющим до 25-35% объема пород и представляющим собой продукт более тонкого перемыва вулканитов и известняков. При микроскопическом изучении этих песчаников установлено, что их обломочная часть состоит из окатанных обломков базальтов, вулканического стекла, долеритов (до 50-55%), известняков (5-7%), пироксенов (3-5%), роговой обманки, участками замещенной хлоритом (1-4%), эпидота (7-10%), плагиоклаза (15-20%). Присутствуют также единичные зерна кварца и магнетита. Все эти обломки помещены в карбонатный материал, в котором, кроме того, по данным рентгеноструктурного анализа, присутствуют хлорит и смектит. По типу цемент сцепления и заполнения пор.

Следует отметить, что среди нормальных конгломерато-гравелитов присутствуют несколько образцов (ст. 2799), характеризующихся признаками гидротермальной проработки. Это породы, имеющие светло-зеленоватый цвет, в которых цементирующая масса сложена кальцитом и небольшим^м количеством хлорита.

Осадочные породы псаммитовой размерности представлены темно-зеленовато-серыми средне-крупнозернистыми песчаниками и коричневато-буро-серыми алевропесчаниками. Они драгированы, в основном, на глубинах 3800-4200 м (ст. 2786, 2789, 2790), хотя на ст. 2798 они подняты с глубины 2850 м. Породы, также как и конгломерато-гравелиты, слаболиффицированы, в значительной степени обводнены. При высыхании рассыпаются на мелкие обломки, в связи с чем было затруднено (вернее невозможно) изготовления из них шлифов. По этой причине песчаники и алевропесчаники были подвергнуты минералогическому анализу (более подробно см. раздел 5). Данные этих исследований свидетельствуют, что песчаники и алевропесчаники, равно как и конгломерато-гравелиты, являются продуктом перемыва вулканитов основного состава и представляют собой более мелкую фракцию этих образований. Исследования минералов тяжелой фракции

из песчаников ст. 2786, 2798 показали присутствие среди них диопсида и энстатита (?), а в конгломерато-гравелитах ст. 2799 — преобладающее количество диопсида (см. гл. 5, табл. 5.I). Эти минералы характерны для интрузивных пород Южного блока Амирантской дуги. Этот факт может указывать на присутствие в Северном блоке дуги интрузивных пород, образцы которых непосредственно не были подняты. Аркозовый материал в осадочных породах Северного блока Амирантской дуги отсутствует.

Южный блок

В пределах Южного блока драгированные осадочные породы представлены конгломерато-гравелитами (ст. 2806), осадочными брекчиями (ст. 2804, 2806) и литифицированными пелагическими глинами (ст. 2803, 2804). Конгломерато-гравелиты драгированы в интервале глубин от 2600 до 2800 м. Макроскопически это такие же, как и в Северном блоке, мелко-среднегалечные породы, переходящие участками в гравелиты. Цвет их темно-буровато-серый. Размер галек изменяется от 0,5–1 см до 2–3, редко 5 см. Вместе с тем, состав обломочной части данных конгломерато-гравелитов резко отличается от аналогичных пород Северного блока. В составе галек и гравелин этих пород, присутствуют, главным образом, обломки интрузивных пород основного и ультраосновного состава. Это амфиболовые, оливиновые, двупироксеновые габбро, габбро-долериты, нориты, перидотиты и др. Цементирующая обломки масса представлена крупнозернистым песчаным материалом, состоящим из более мелких обломков вышеперечисленных пород, а также обломков минералов: пироксенов, амфиболов, эпидота, хлорита, плагиоклаза, серпентина, погруженных в пелитоморфную массу, состоящую из карбоната, хлорита и смектита.

Осадочные брекчии драгированы в широком диапазоне глубин: от 2600–2800 до 3750–4200 (ст. 2804, 2806). Они представляют собой темно-буровато-желтовато-серые породы, состоящие из угловатых и частично окатанных обломков интрузивных пород основного и ультра-

основного состава, помещенных в карбонатную массу, с незначительной примесью хлорита и смектита, и сцементированных корками железо-марганцевых образований. Породы достаточно рыхлые, обводненные. Размер обломков изменяется от 3-5 мм до 2 см. По составу обломки аналогичны составу галек конгломерато-гравелитов, драгированных на ст. 2806. Данные минералогического анализа вмещающей обломки массы (см. раздел 5) показывают, что в ее составе присутствуют обломки минералов, являющихся основными породообразующими компонентами вышеперечисленных пород. Это пироксены, роговая обманка, плагиоклаз, эпидот, оливин, ильменит, магнетит. Данные образования идентифицируются нами как элювиально-делювиальные отложения, сформировавшиеся за счет подводного размыва магматических пород.

Литифицированные пелагические глины наряду с другими породами были подняты на 2-х станциях (2803 - трубка ГСП, 2804 - драга) в интервале глубин 4000-4600 м. Они представлены слаболитифицированными (легко режутся ножом, ломаются руками) светло-бежевыми породами с обособлениями и тонкими прожилками Fe-Mn образований. Сверху они покрыты коркой Fe-Mn образований мощностью до 1,5 см. Для характеристики этих пород был сделан их минералогический анализ. Глинистая фракция состоит, главным образом, из смектита и цеолита (табл. 4.I - определения рентгеноструктурного анализа). Песчано-алевритовая часть тяжелой фракции в основном состоит из фосфатизированного костного детрита (франколит) и незначительного количества минералов (клинопироксена, амфибола, шпинели) и магнитных шариков. По набору минералов тяжелой фракции литифицированные пелагические глины (обр. 2803-2, 2804-2-I) аналогичны осадочным брекчиям ст. 2804 (см. гл. 5, табл. 5.I). В целом по своим особенностям (резкое преобладание костного детрита в тяжелой фракции) описываемые породы соответствуют пелагическим глинам.

Кроме собственно осадочных пород в ряде станций, драгированных в пределах Амирантской дуги, подняты также и карбонатные об-

разования, представленные органогенными рифогенными известняками. В коренном залегании они подняты на ст. 2793, 2808 в интервале глубин от 2300 м до 2500 м, т.е. гипсометрически выше обычных осадочных и магматических пород, слагающих Амирантскую дугу.

Вместе с тем, единичные обломки этих известняков (совместно с осадочными и магматическими породами) присутствуют и в других станциях (№ 2786, 2796-2803, 2806), поднятых с больших глубин. Очевидно, в этом случае они представляют собой делювиальные свалы. Известняки обычно желтовато-серовато-белого цвета. Отдельные глыбы покрыты корками железо-марганцевых образований.

Анализ имеющихся данных позволяет говорить, что нижняя граница известняков в Северном блоке соответствует глубине 2300-2500 м, а верхняя - современному уровню моря. В Южном же блоке нижняя граница известняков расположена на глубине 2500 м, а верхняя - на глубине 700-900 м. Принимая во внимание эти данные можно сделать предположение, что Южный блок испытывал более быстрое погружение, чем Северный.

В заключении можно отметить, что аналогичные известняки драгированы также на возвышенности Фред на глубинах 2300 (ст. 2810) и на Сейшельской банке на глубине 2800 м (ст. 2812).

Данные изучения вещественного состава осадочных пород Амирантской дуги позволяют сделать вывод, что они (породы) сформировались за счет разрушения и перемыва магматических (эффузивных и интрузивных) образований, слагающих собственно дугу. При этом, отсутствие в осадках аркозовой составляющей дает основание утверждать, что среди пород слагающих дугу отсутствуют сиалические образования и, следовательно, что Амирантская дуга не представляет собой осколок палеоконтинента. В не далеком прошлом (к сожалению отсутствие в данные момент каких-либо сведений о возрасте осадочных пород не позволяют сказать конкретнее) Амирантская дуга, по всей видимости, представляла собой островную цепь (или гряду),

которая интенсивно размывалась и продукты денудации которой служили источником кластогенного материала. После непродолжительной транспортировки этот обломочный материал отлагался в пределах приостровного шельфа и склона, формируя тем самым вышеупомянутые осадочные образования. В последующий период времени (более точно после выяснения возраста известняков) Амирантская дуга и прилегающие к ней участки океанического дна испытали существенное погружение, которое продолжается, возможно, и по ныне. Это фиксируется по тому обстоятельству, что вулканиты и интрузивные образования, слагающие дугу, перекрываются мощной "шапкой" органогенных известняков (порядка 2,5 км). При этом скорость погружения Южного блока Амирантской дуги, как отмечалось выше, была (или все еще есть) несколько больше, чем Северного блока. Анализ материала по известнякам и осадочным породам склона Амирантской дуги позволяет определить гипсометрический интервал залегания этих образований. Северный блок — известняки (2300–2500 м, нижняя граница), конгломерато-гравелиты (3300–3800 м), песчаники и алевропесчаники (3800–4200 м). Южный блок — известняки (2500–2550 м, нижняя граница), осадочные брекчии и гравелиты (2800–4000 м), пелагические глины (4000–4600 м).

4.4.2. Филиппинское море

В Филиппинском море геологические исследования выполнялись на 3-х участках (рис.1.3): 1 - Южная часть Западно-Филиппинской котловины (полигон 2); 2 - хребет Кюсю-Палау (полигон 1-А); 3 - плато Урданета (полигон 3). Основной объем работ выполнен на хребте Кюсю-Палау.

4.4.2.1. Описание станций. Западно-Филиппинская котловина (полигон 2)

Исследования проводились в южной части Западно-Филиппинской котловины южнее разлома Центральный в зоне разлома Бубширотного простирания, который выделяется цепочкой переуглубленных впадин (рис.1.3). Полигон расположен в восточной части этого разлома и приурочен к одной из его переуглубленных впадин. Впервые геологические исследования в районе этой впадины выполнены в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1989 г.). В настоящем рейсе здесь произведено одно драгирование (ст.2818).

Станция 2818

Северный борт локальной впадины (рис.2.2). Координаты станции: $13^{\circ}17.9$ с.ш.; $131^{\circ}22.9$ в.д. Интервал драгирования 6600-6400 м. Поднято около 15 кг различных пород, представленных базальтами, осадочными породами и минеральными образованиями (приложение, табл.1).

1. Базальты (50-60%) представлены одной глыбой и 7 мелкими (до 15 см) обломками. Базальты - темно-серые (до желтовато-бурого цвета в измененной части) обычно плотные и афировые породы. Некоторые образцы имеют клиновидную форму и, очевидно, являются фрагментами шаровой отдельности. В некоторых образцах наблюдаются мелкие (до 2 мм) поры, которые составляют не более 5-7% (обр. 2818-1-1) породы и в краевых частях выполнены желтовато-зелены-

ми вторичными минералами. Иногда отмечаются единичные кристаллы плагиоклаза (шл. 2818-1-3; 1-5). Базальты имеют интерсертальную структуру основной массы, которая состоит из вытянутых лейст плагиоклаза, в различной степени раскристаллизованного клинопироксена и обычно измененного стекла. По особенностям минерального и химического (табл. 4.4) составов базальты, поднятые на этой станции отвечают океаническим толеитам.

2. Осадочные породы представлены обломками плоской формы (до 15 см) слаболитифицированных (легко ломаются руками, режутся ножом) пелагических глин светло-бежевого цвета. В верхней части обломков обычно отмечаются ^нтокие Fe-Mn корочки. По определению А.Н. Деркачева тяжелая фракция минералов в этих породах представлена главным образом костным детритом.

3. Два обломочка минеральных образований: обр. 2818-3-1 - железо-марганцевая корочка (10x8x5 см); обр. 2818-3-2 - обломок осадочной брекчии (?), сцементированные желтовато-белыми смектиновым (?) агрегатом.

Хребет Кюсю-Палау (полигон I, I-A)

Хребет Кюсю-Палау изучался в месте его сочленения с Центральным разломом и несколько севернее. Работы проводились как в пределах полигона (П-I), выполненного в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1989 г.), так (и главным образом) севернее этого полигона. В основном район работ наращивал к северу указанный полигон I и расположен между 15° и 18° северной широты (рис. I.4). Драгирование было проведено на отдельных возвышенностях (вулканических постройках). На всех поднят каменный материал (рис. I.4).

Отдельная возвышенность в юго-восточной части полигона (П-I). Это небольшая возвышенность в самой восточной части полигона. Вероятно, она представляет собой один из отрогов восточ-

ный) более крупной возвышенности с глубинами менее 2000 м (рис. I.4). На вершине последней в 29 рейсе НИС "Пегас" было выполнено два драгирования (ст.2904, 2910), в которых были подняты глыбы и обломки рифогенных плотных известняков, а также железо-марганцевые корки (отчет по 29 рейсу НИС "Пегас"). В 33-м рейсе НИС "Профессор Богоров" здесь была выполнена одна (ст. 2820) станция на восточном и одна (ст.2821) на северном отрогах (рис. I.4).

Станция 2820

Восточный склон возвышенности. Координаты станции: $13^{\circ}43.4$ с.ш.; $134^{\circ}53.8$ в.д. Глубина драгирования 4800 м. Поднято 20-25 кг материала, представленного осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими породами, а также единичными обломками пемзы.

1. Осадочные породы составляют абсолютное большинство материала. Они представлены глыбами и обломками слаболитифицированных пелагических глин (обр.2820-1; 2820-2). Большая часть глыб - это крупные железо-марганцевые конкреции, центральная часть которых представляет собой осадочные породы. Некоторые обломки не имеют железо-марганцевых корок. Степень литификации этих пород различна - среди них выделяются более рыхлые и более плотные образцы. Вероятно, это одни и те же породы, так как некоторые образцы представляют собой сочетание обеих разновидностей. По данным рентгеноструктурного анализа (аналитик И.В.Холодкевич) рыхлая часть состоит преимущественно из смектитов (обр.2820-1-2), тогда как более плотная (вероятно, поверхностная) - из смектита и цеолита (табл.4.3).

2. Немногочисленные мелкие (до 6 см) обломки сильно преобразованных (смектитизированных и цеолитизированных ?) пепловых

Образец	Смектит	Лидро- слюда	Хлорит	Смектит- лидрослуда	Смектит- хлорит	Кальцит	Кварц	Плагиоклаз	Кшш	Амфибол	Клиноптит- лит	Анальцит	Филлипсит	Морденит	Примечания
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2818-I-I	C							A							Вал
2818-I-2	B							C					B		"-
-I-3	C							A							"-
-I-4	C							A							"-
2819	A	C	B				B	B			сл.				"-
2820-I-2	A							B							Плотная часть
2820-I-2	A												B		Рыхлая часть
2820-4-I	A						B	A							Вал
2821-I-I					B		C	A							"-
-I-2	C							A							"-
-I-8	C		B		сл.		A	A							"-
-3-I	C	сл.			сл.		C								"-
2822-I-I	сл.							A							"-
	сл.							A							"-

Образец	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2823-I-I	C						A	A							Вал
-I-2	сл.						A	A							"-
-2-I	A						C	A							"-
-2-2	B						C	A							"-
-2-3								A	C				C		"-
-4-I-I	A							A							"-
-4-I-2	A							A*							"-; *вероятен альбит
2826-75 см	сл.	C	сл.			A									Вал
2828-I-I	B	C					A	A							"-
2828-2-I-I	A						B	B							Зеленоватый обломок
2828-2-I-2	B						C	B							Цемент туфа
-2-I-5								A							Возможно олигоклаз
-2-2-I	A							C							Вал
-3-I-I	C												A		Красно-бурый слой
-3-I-2	B												A		Цемент 2-го
-3-I-2-I	A						A	B							Обломок пемзы
-3-I-3	C												A		Цемент (ожерв.) слой

Образец	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2828-3-I-4	В												А		Бурая корочка
-3-2-I	С												А		Красновато-бурая масса
-3-2-2	С							А					С		Ржаво-бурый обломок
-3-2-3	А							А							Желтый обломок
2828-6	С				В		С	?						А	Минеральный агрегат
2827-0 см	С	В	С				А	В							Вал
2827-40 см	С	С	С				А	В							"-
2830-I-I	С							А							"- (базальт)
2830-I-2	В				С		С	А							"-
2830-I-10	С	С					А	В							"-
2830-2-I	А											А			"- (туф)
2830-2-2	А											В	?		"-
2832-2	С								В						"- (базальт)
2833-I-I	С							А	А						"-
2833-I-2	С							А	А						"-
2833-I-6	В							А	А						"-
2833-2-I	С							А							"-
2834-I-I	В	сл.						В	В						"-
-I-6	А							В	В						"-

Образец	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2834-I-I0		C						A	B						Вал
2834-I-II	C	C						B	B						"-
2834-I-I2				C				A	C						"-
2837-I-I	C											A			Желтая корка
2837-I-I								B	A				C		Вал
2837-I-2	B											A			Светлая жила
2822-I-3								A*							* Минеральные включения в базальте. Присутствует ортопироксен

Условные обозначения см. табл. 4.1.

Содержание некоторых петрогенных (% массы) и микроэлементов
(г/т) в магматических породах Филиппинского моря

№	№ образца							
I	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	2818/I-I	8,92	1,25	103	116	260	89	460
2.	2818/I-3	9,18	1,09	111	68	336	42	308
3.	2818/I-4	8,29	0,85	70	59	282	47	351
4.	2820/4-I	5,63	0,47	178	18	36	16	18
5.	2821/I-I	8,95	0,77	238	27	354	28	42
6.	2821/I-2	7,84	0,51	277	28	616	34	48
7.	2821/I-3	9,13	0,64	270	17	334	29	32
8.	2821/I-8	8,06	0,50	104	10	256	32	30
9.	2821/3-I	8,95	0,55	145	48	297	36	67
10.	2822/I-I	12,7	1,07	107	10	503	38	30
11.	2822/I-2	12,3	0,92	139	10	337	46	30
12.	2822/I-3	12,8	1,07	145	10	5,19	44	30
13.	2822/I-8	12,6	1,03	91	10	496	49	30
14.	2822/I-9	9,98	0,86	193	20	257	35	109
15.	2823/I-I	4,58	0,62	262	10	10	10	50
16.	2823/I-2	3,73	0,71	206	12	60	10	10
17.	2823/I-3	3,02	0,64	190	10	10	10	40
18.	2823/I-4	8,74	1,00	262	13	29	16	24
19.	2823/2-I	10,2	0,91	206	5	288	29	-
20.	2823/2-2	10,4	0,99	190	37	414	32	-
21.	2823/2-3	10,4	0,85	114	19	287	29	-
22.	2823/2-4	10,6	0,93	152	26	413	38	-
23.	2828/I-I	9,12	0,78	109	24	359	22	30
24.	2830/I-I	9,88	1,18	236	12	385	36	30
25.	2830/I-2	10,2	0,68	110	10	286	40	50
26.	2830/I-3	4,85	0,56	156	27	32	15	60
27.	2830/I-4	9,63	0,56	120	367	387	38	30

Окончание таблицы 4.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
28	2830/I-5	9,59	0,59	64	68	317	52	32
29	2830/I-7	9,17	0,41	95	36	234	41	23
30	2830/I-9	9,03	0,60	138	65	215	47	71
31	2830/I-10	4,22	0,60	148	24	< 30	12	45
32	2830/I-14	4,12	0,59	145	22	< 10	11	42
33	2830/I-15	5,44	0,64	153	17	14	15	22
34	2830/I-16	3,65	0,52	175	38	66	9	38
35	2830/I-17	7,18	0,82	69	< 10	165	18	< 30
36	2830/2-1	8,23	0,87	30	79	259	37	185
37	2830/2-2	8,21	0,75	196	88	199	31	142
38	2830/2-4	6,43	0,53	120	36	23	15	36
39	2830/2-5	5,91	0,4	138	41	69	16	25
40	2830/2-9	5,62	0,75	93	< 10	41	8	16
41	2832/5	8,85	0,64	270	27	311	24	35
42	2833/I-1	11,8	1,85	266	< 10	509	32	< 30
43	2833/I-2	9,93	1,49	370	24	352	32	< 30
44	2833/I-3	10,7	2,17	350	22	572	40	< 30
45	2833/I-4	10,7	1,81	317	20	541	32	30
46	2833/I-5	11,4	1,91	337	< 30	400	28	< 30
47	2833/I-6	7,86	1,64	490	35	< 30	16	33
48	2833/2-1	3,49	0,4	234	64	60	10	30
49	2833/2-3	4,00	0,45	128	30	< 30	10	45
50	2834/I-1	9,73	2,50	352	11	392	35	-
51	2834/I-2	9,98	2,68	403	49	600	39	-
52	2834/I-6	7,46	2,41	465	53	176	27	37
53	2834/I-10	5,66	1,22	350	< 10	< 30	10	10
54	2834/I-11	9,26	1,18	307	4	30	10	30
55	2834/I-12	10,0	1,25	337	25	66	18	22
56	2837/I-1	5,46	0,38	433	17	10	12	60

Примечание к таблице 4.4.: I-3 - базальты переуглубленной впадины (полигон - 2); 4-49 - хребет Кюсю-Палау (полигоны I, I-A): 4-9, 23-49 - стратовулканы (4-8, 23-35, 4I - вулканические породы, 9 - диорит, 36-40 - туфы; 42-49 - вулканические породы ст. 2833), 10-22 - вулканические породы щитовых вулканов; 50-56 - вулканические породы плато Урданета (полигон - 3).

туфов (?) (обр.2820-3).

3. Вулканические породы представлены одним мелким (3x4 см) обломком (обр.2820-4-1) плотного, с единичными мелкими порами, андезита (андезито-дацита?). Порода состоит из порфировых выделений плагиоклаза (5-10% объема), единичных микрофенокристов клинопироксена и раскристаллизованной основной массы. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата и небольшого количества клинопироксена (5-7% основной массы). По составу порода отвечает кислому андезиту (SiO_2 - 62,5%).

4. Вулканогенно-осадочные породы представлены 7 мелкими (до 7 см) плотными обломками литокристаллокластических туфов различной размерности обломков - от песчаной до алевро-песчаной (см. раздел "Осадочные породы").

Станция 282I

Нижняя часть восточного склона северного отрога возвышенности (рис.1.4). Координаты станции: $13^{\circ}52.3$ с.ш.; $134^{\circ}43.1$ в.д. Глубина драгирования 5100 м. Поднято около 80 кг материала, представленного интрузивными, вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, а также железо-марганцевыми образованиями (табл.1, приложение).

1. Интрузивные породы представлены одним маленьким (4x3x3 см) обломком диорита (габбро-диорита?). Порода (обр. 282I-3-1) имеет субвулканический облик с порфировой структурой. Кроме порфировых выделений о субвулканической природе свидетельствует сохранение в ней участков основной массы со сферолитовой раскристаллизацией. Преобладают лейсты плагиоклаза, размером до 0,5-0,8 мм, часто в значительной степени замещенные альбитом. Темноцветный минерал представлен светло-зеленой роговой обманкой с отчетливым плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах. Роговая

обманки, как правило, ассоциирует с крупными зернами рудного минерала. Плагинклазы и основная масса породы замещена тонким пылевидным агрегатом глинистых минералов. Помимо смектитов и альбита из вторичных минералов присутствует бледно-зеленоватый амфибол (актинолит), образующий игольчатые и лучистые агрегаты а также хлорит – выполняющий отдельные обособления и тонкие прожилки.

2. Вулканические породы (одна глыба и II мелких (до 6 см) обломков) составляют около 10% поднятого материала. Среди них выделяются базальты, андезито-базальты (основные андезиты), андезиты (?) и более кислые разновидности (дациты?, андезит-дациты?). Один из образцов имеет сургучно-красный цвет, что вероятно, связано с красноцветными изменениями вулканических пород на воздухе. (обр.282I-1-7). Пять обломков (обр.282I-1-2; 1-3; 1-4; 1-5 1-6) представлены ортопироксен-клинопироксен-плагинклазовыми (двупироксеновыми) базальтами. Это довольно однообразные породы с некоторыми вариациями в них общего количества и взаимоотношений минералов-вкрапленников, а также степени вторичных их преобразований. Вкрапленники в них составляют 10-15% и представлен плагинклазом (лабрадор-Ан 55-60%), клинопироксеном, ортопироксеном и единичными зернами рудного минерала. Плагинклаз преобладает 55-70% среди фенокристов, он формирует главным образом таблитчатые, слабозональные, трещиноватые с включениями стекла и основной массы кристаллы, характерные для пород островодужной серии. В некоторых образцах по включениям в плагинклазах развиваются вторичные минералы. Клинопироксен – второй по распространению минерал – вкрапленник. Он формирует, как правило, хорошо ограниченные, без включений кристаллы, не затронутые процессом вторичных изменений. Ортопироксен (гиперстен) обычно находится в подчиненном отношении к клинопироксену. Чаще всего он или пол-

ностью изменен с образованием по нему псевдоморфоз вторичных минералов, или же от него остаются реликты. Гиперстен имеет свойственный ему плеохроизм, прямое погасание и вторичные изменения. При макроописании измененный гиперстен хорошо диагностируется по наличию в породах ржаво-бурых псевдоморфоз. Магнетит формирует единичные фенокристы размером не более 0,2-0,4 мм. Основная масса имеет типичную для этих пород андезитовую (гиалопилитовую) структуру и состоит из стекла (обычно преобладает), плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала. Андезито-базальт (обр.2821-1-1) представляет собой крупную глыбу (более 25 см) зеленовато-серого цвета с редкими, крупными, хорошо видимыми невооруженным глазом кристаллами роговой обманки (?). В шлифе эти кристаллы не обнаружены. При микроописании порода состоит из редких таблитчатых фенокристов плагиоклаза и пилотокситовой основной массы. Основная масса состоит из измененного стекла (40-50%), ориентированных удлиненной формы микролитов плагиоклаза и незначительного количества (10-15%) рудного минерала.

Остальные пять обломков вулканических пород (обр.2821-1-9; 1-10; 1-11; 1-12; 1-13) представляют собой, вероятно, более кислые дифференциаты базальтовой магмы. (андезиты, андезито-дациты, дациты?). Андезиты (?) (обр.2821-1-12; 1-13) характеризуются значительным количеством (7-10%) минералов-вкрапленников, представленных плагиоклазом (преобладает), клинопироксеном, ортопироксеном (?) и биотитом (обр.2821-1-13). В образце 2821-1-13 среди темноцветных преобладает биотит. Структура основной массы гиалопилитовая. Дациты (андезито-дациты?) - обр.2821-1-9; 1-10; 1-11 - плотные порфировые породы с резким преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза. В обр.2821-1-10 есть единичные кристаллы неизмененного клинопироксена и полностью измененной роговой обманки (?). В двух остальных образцах темноцветные минералы во

вкрапленниках отсутствуют. В обр. 282I-I-II в основной массе имеется кварц. В целом вулканические породы, поднятые на этой станции формируют дифференцированный ряд от базальтов до дацитов (?), которые отвечают образованиям известково-щелочной серии островных дуг.

3. Вулканогенно-осадочные породы (30-40%) поднятого материала. Они представлены глыбами многочисленными и обломками литокристаллокластических и кристаллолитокластических (реже) плотных туфов различной размерности - от песчаной до алевроитовой. Среди обломочного материала в них выделяются минералы (клинопироксены, ортопироксены, биотиты, амфиболы, плагиоклазы, кварц), характерные для вулканических образований, поднятых на этой возвышенности, а также обломки этих пород (подробнее см. раздел "Осадочные породы"). Среди обломочного материала преобладает плагиоклаз и клинопироксен (табл. 5.3).

4. Осадочные породы представлены слаболитифицированными пелагическими глинами (определение А.Н. Деркачева) и более плотными (вероятно, туфоалевролиты) слоистыми породами (3 образца). Слаболитифицированные пелагические глины - это образования желтовато-бурого цвета обычно рыхлые - легко ломаются руками, режутся ножом. Они составляют 25-30% материала и главным образом подняты в виде плоских обломков, покрытых сверху железо-марганцевыми образованиями. Иногда железо-марганцевые образования интенсивно пропитывают отдельные обломки пелагических глин. Один из образцов (обр. 282I-7) представляет собой глыбу (60x30x40 см) туфов, аналогичных образованиям 3 группы. Вся же глыба сверху покрыта железо-марганцевой коркой. Такое взаимоотношение слаболитифицированных глин и туфов свидетельствует о более раннем формировании последних. Вероятно, пелагические глины стали образовываться уже после завершения активного вулканизма и пог-

ружения этой возвышенности.

5. Железо-марганцевые образования, кроме упомянутых выше корок на пелагических глинах, подняты в виде небольшого количества мелких круглых конкреций.

Отдельная возвышенность в южной части полигона I-A. Это один из щитовых вулканов, имеющих в пределах хребта Кюсю-Палау (рис. I.4). В восточной части возвышенности выполнено два удачных драгирования (ст.2822, 2823).

Станция 2822

Восточный склон возвышенности (рис.I.4). Координаты станции: $15^{\circ}37.7$ с.ш.; $134^{\circ}40.9$ в.д. Глубина драгирования - 3600 м. Поднято около 30 кг материала, представленного главным образом глыбами и обломками базальтов, а также железо-марганцевыми конкрециями и 20 округлыми измененными обломками пемз.

1. Вулканические породы (базальты) составляют около 90% поднятого материала. Они представлены глыбами (до 25 см) и различных размеров обломками, обычно имеющими секторальную форму и стеловатую корку закаливания. Визуально среди базальтов выделяются плотные и пористые, а также крупно порфировые и афировые разновидности.

Количество пор в них варьирует от первых процентов до 10-15%.

Мелкие поры обычно округлые, а более крупные - вытянутые. Иногда они выполнены вторичными минералами. Основная часть образцов - это афировые или с единичными мелкими (до 3-5 мм) вкрапленниками плагиоклаза породы. В трех образцах наблюдаются крупные кристаллы (до 0,8 см); в одном (обр.2822-I-4) - только плагиоклаз (10-15% породы), а в остальных (обр.2822-I-9; I-10) плагиоклаз, клинопироксен и псевдоморфозы кирпично-бурого цвета (вероятно, по оливи-ну? или ортопироксену). Количество последних достигает 5-7% объ-

ема породы. В одном из образцов базальтов (обр.2822-I-3) было обнаружено крупное (1-20 см) минеральное включение кирпично-бу-
 рого цвета и гломеропорфировые сростки размером до 1 см. Минераль-
 ное включение состоит главным образом из смектита и гидроокислов
 железа, которые представляют собой результат вторичных преобразо-
 ваний одного (преобладающего) минерала включения. Этим минералом
 является ортопироксен, многочисленные реликты которого были обна-
 ружены при изучении включения. Кроме этого во включении присутст-
 вует клинопироксен, плагиоклаз и рудный минерал - последний в ми-
 нимальном количестве. Гломеропорфировые сростки также образованы
 ортопироксеном (?) и другими минералами, входящими в ассоциацию
 описанного включения. Обычно это клинопироксен. В шлифах это пор-
 фировые, с различным количеством и размерами вкрапленников. В ос-
 новной части образцов размеры вкрапленников не превышают 1 мм, а
 количество - 3-5% объема породы (шл.2822-I-1; I-2; I-3; I-7; I-8).
 Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабродором) - обычно пре-
 обладает, клинопироксеном и рудным минералом. Количество этих
 вкрапленников и соотношение незначительно варьирует. Кроме мине-
 ралов-вкрапленников, практически во всех образцах встречаются
 ксенокристы ортопироксена (обычно в виде псевдоморфоз), а также
 гломеропорфировые сростки этого минерала (микровключения) с клино-
 пироксеном, плагиоклазом и рудным минералом. Гломеропорфировые
 сростки этого минерала (микровключения) с клинопироксеном, плаги-
 оклазом и рудным минералом. Гломеропорфировые сростки состоят или
 из всех перечисленных минералов, или же только части из них -
 но всегда в них присутствует ортопироксен, а иногда в виде сохра-
 нившихся реликтов (шл.2822-I-1; I-3; I-4; I-9). Основная масса
 пород раскристаллизована в различной степени от практически стек-
 ловой (шл.2822-I-2; I-7) до довольно хорошо раскристаллизован-
 ной. В последнем случае зерна основной массы имеют преобладающие

размеры 0,1-0,3 мм (шл.2822-1-3; 1-4). Структура основной массы обычно интерсердальная, в некоторых образцах - гиалопилитовая. В большей части образцов основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, рудного минерала и стекла при незначительных вариациях количеств и соотношений этих компонентов. В двух образцах (шл.2822-1-9; 1-10) клинопироксен в основной массе отсутствует - по своим особенностям это наиболее лейкократовые базальты. В целом базальты этой станции по минеральному составу разделяются на более лейкократовые (обр.2822-1-9; 1-10) и меланократовые. Последние характеризуются присутствием в основной массе клинопироксена и большим количеством рудного минерала. Вариации минерального состава отражаются и в химическом составе - лейкократовые (обр. 2822-1-9; 1-10) характеризуются высоким уровнем глинозема (19,5%) и низким, по отношению к другим образцам этой станции, - железа (около 11%). В то время как другие (более меланократовые) базальты имеют содержания глинозема (14,4-15,7%), а железа (15,10-15,5%). По химическому и минеральному составам базальты ст.2822 отличаются от основных пород островодужного типа (ст.2821; 2828; 2830) и наиболее близки к базальтам ст.2754. Последние подняты нами в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1989 г.) на одном из щитовых вулканов хребта Кюсю-Палау.

2. Небольшое количество мелких (до 4 см) в диаметре железомарганцевых конкреций округлой формы (обр.2822-2).

3. Около 20 штук мелких округлых обломков измененных пемз.

Станция 2823

Восточный склон возвышенности (рис.1.4.). Координаты : $15^{\circ}34.4$ с.ш.; $134^{\circ}40.7$ в.д. Глубина драгирования - 4200 м. Поднято около 50 кг материала, представленного вулканическими и осадочными породами.

I. Вулканические породы составляют 70-80% материала. Они подняты в виде глыб (до 25 см) и обломков различной величины. Обычно они частично покрыты тонкими (до 2-3 мм) железо-марганцевыми корками или пленками. Среди них по цвету, твердости и текстурно-структурным особенностям выделяется две группы пород - базальты и более лейкократовые и кремнистые разновидности, вероятно, дифференциаты базальтовой магмы. Последние резко преобладают.

Базальты составляют 20-25% поднятых вулканических пород. Они представлены 4 обломками (до 15 см). Это темные (с шоколадным оттенком) микропористые афировые породы, в которых на темном фоне видны мелкие беспорядочно ориентированные лейсты плагиоклаза (?) Базальты довольно сильно изменены и по внешнему виду похожи на афировые базальты ст.2822. В шлифах это малопористые порфировые породы. Порфировые вкрапленники (до 5-7%) представлены главным образом незональным плагиоклазом (лабрадором), обычно в виде вытянутых кристаллов. Плагиоклаз как бы резорбирован по краям, а в обр.2823-2-4 (наиболее измененном) разрушен и в центре. Вероятно, это связано с высокой степенью изменения базальтов. Кроме плагиоклаза наблюдаются единичные кристаллы (до 0,3 мм) рудного минерала, а также единичные ксенокристы (до 0,8 мм отдельные зерна) ортопироксена (?). В некоторых случаях этот минерал представлен отдельными зернами и полностью изменен до образования псевдоморфоз (шл.2823-2-1), а иногда он, наряду с другими минералами (плагиоклазом, клинопироксеном и рудным) формирует гломеропорфировые сростки или микровключения с его реликтами (шл.2823-2-2; 2-3; 2-4). Этот минерал (если он неизменен) имеет отчетливо выраженный плеохроизм в желтовато-зеленых тонах, прямое погасание и низкие цвета интерференции. Если он формирует рудный минерал и плагиоклаз, а в одном случае (шл.2823-2-2) - клинопироксен. Микровключения, чаще всего, состоят из 4-6 зерен. Именно наличие этих минеральных

образований позволяет говорить о ксеногенной природе этого минерала (ортопироксена?) в базальтах ст.2823. Следует отметить, что этот минерал полностью аналогичен ксенокристам в базальтах ст. 2822. Основная масса базальтов ст.2823 имеет гиалопилитовую структуру и раскристаллизована в одной и той же степени в различных образцах. Она состоит из волокнистых лейст плагиоклаза, рудной сыпи и бурого (сильно измененного стекла). В отличие от базальтов ст.2822 в описываемых породах нет фенокристов клинопироксена, а в основной массе отсутствует клинопироксен и заметно меньше рудных минералов. В целом по минеральному составу базальты ст.2823 более лейкократовые и менее насыщены рудным минералом, что отражается в их химическом составе. В сравнении с базальтами ст.2822 они характеризуются меньшим количеством железа и большим - глинозема (табл.4.4). Все остальные отличия, скорее всего, обусловлены их более интенсивными вторичными изменениям, в сравнении с базальтами ст.2822.

Вулканические породы второй группы (обр.группы 2823-1) резко преобладают среди эффузивных образований, поднятых на этой станции. Это плотные (без пор) светло-зеленовато-серые лейкократовые стекловатые на вид породы. В шлифах они представляют собой лейкократовые порфировые (плагиофиревые) образования. Порфировые вкрапленники (до 7%) породы представлены главным образом плагиоклазом-андезином (42-47% Ан), а также единичными зернами темноцветного (амфибола? - есть только превдоморфозы) и рудного минералов. Плагиоклаз - вкрапленников формирует некрупные (обычно до 1 мм) вытянутые и таблитчатые зональные (со многими зонами) кристаллы. Многочисленные зоны в плагиоклазах, вероятно, свидетельствуют о достаточно медленном становлении расплава в условиях постепенного ^eувеличения дефицита кальция. Иногда в кристаллах плагиоклаза наблюдаются включения апатита. При этом последний иногда (обычно в

ассоциации с рудным минералом) образует и отдельные кристаллы размером не более 0,15 мм. Основная масса состоит из лейст и изометричных зерен) плагиоклаза, небольшого количества кварца (?) и измененного стекла, апатита, рудных минералов и в некоторых образцах – биотита (?). Количество последнего не превышает одного процента, при этом в некоторых образцах он вообще отсутствует (шл. 2823-I-2; I-3), а в обр. 2823-I-6 достигает максимального количества. Скорее всего, это уже не первичный минерал – а какой-то измененный темноцветный минерал (вероятно, амфибол), превращенный в гидрослюда (?) или гидробиотит (?) с отчетливым плеохроизмом и прямым погасанием. Кварц иногда имеет пятнистое погасание. В целом основная масса представляет собой хорошо окристаллизованный кварц-полевошпатовый лейкократовый агрегат, что позволяет предполагать медленное становление породы. В отличие от аналогичных по уровню кремнезема (62–64%) образований стратовулканов (островодужного типа) в описываемых породах меньше кварца в основной массе и присутствует апатит, а также характерны высокие (17,5–18,0) содержания глинозема и фосфора (0,23–0,41%).

Один из образцов этой группы (обр. 2823-I-4) представляет собой более основную породу, и по уровню кремнезема (53–54% SiO_2) соответствует основному трахиандезиту (?) (трахиандезито-базальту?). Визуально это также афировая плотная порода. В шлифе – редкопорфировая с единичными вкрапленниками породы. Вкрапленники представлены главным образом незональным плагиоклазом (андезит-лабрадор, 48–52 Ан), каким-то темноцветным минералом (амфибол?) и рудным минералом изометричной формы. Плагиоклаз формирует чаще всего вытянутые зерна размером до 0,8 мм. Иногда в нем отмечаются включения апатита. Темноцветный минерал (амфибол?) аналогичен таковому более кремнекислых образцах этой группы (обр. 2823-I-I; I-2; I-3; I-5; I-6; и др), и также наблюдается в виде псевдомор-

фоз. Структура основной массы гиалопилитовая с хорошо выраженной ориентировкой лейст плагиоклаза, вследствие чего приближается к пилотакситовой (обр. 2823-1-4). Основная масса состоит из стекла (преобладает) лейст плагиоклаза и сыпи рудного минерала. Наиболее крупные лейсты плагиоклаза (0,1-0,25 мм) по составу аналогичны плагиоклазу - вкрапленников (48-53 An). Количество рудного минерала значительно больше, чем в других образцах этой группы. Особенности минерального состава обр. 2823-1-4, по отношению к другим образцам этой группы, отражаются и в его химическом составе. Он характеризуется высоким уровнем глинозема (18,15%), железа (около 10%) при 53% кремнезема. В отличие от базальтов этой станции (обр. 2823-2) описываемый образец характеризуется более низким уровнем железа, магния и более высоким - натрия (выше почти на 1%).

В целом все вулканические породы, поднятые на ст. 2823, являются производными одной базальтовой магмы и представляют собой единую серию пород (дифференциатов), включающую в себя лейкократовые базальты (образцы группы 2823-3), трахиандезиты (?) - обр. 2823-1-4 и наиболее кремненащенные разновидности - натровые трахиты (?) - группа обр. 2823-1.

2. Осадочные породы, поднятые на ст. 2823 составляют не более 20% материала. Они представлены двумя группами пород. Первая - несколько образцов (обр. 2823-3), скорее всего, являющиеся делювиальными (?) свалами, сцементированными железо-марганцевыми образованиями. Обломками в них являются базальты, аналогичные поднятым на этой станции. Между этими обломками есть пелагические глины, а все это сверху сцементировано железо-марганцевыми образованиями. Вероятно, это все грубые продукты разрушения первичных пород, пространство между обломками которых заполнено токим ^н оса-

дочным материалом – пелагическими глинами. А уже затем сверху было покрыто железо-марганцевыми образованиями. Вторая группа осадочных пород представлена небольшими обломками (до 20 см) осадочных брекчий (обр.2823-4). По сути от первой группы они отличаются отсутствием в них железо-марганцевых образований и составом обломков. Обломки в этих породах представлены главным образом вулканическими образованиями обеих групп, поднятых на этой станции, т.е. базальтами и трахитами (?). Преобладают лейкократовые вулканы, аналоги второй группы. Еще одним типом обломков являются некрупные (до 2 см) синевато-серые мягкие образования, легко царапающиеся ногтем. Вероятно, это или измененные мегакристы плагиоклаза, или же измененные мономинеральные плагиоклазовые скопления. По данным рентгенофазового анализа (обр.2823-4-I-I) они состоят из примерно равного количества плагиоклаза и смектита (табл. 4.3). Цементирующая масса представлена тонким осадочным материалом, никаких горячих контактов между обломками и цементом не наблюдается. Минералогический анализ, выполненный А.Н.Деркачевым из цемента осадочной брекчий показал, что в тяжелой фракции среди минералов обломков преобладают ильменит, бурые рудные минералы и апатит; в подчиненном количестве встречаются клинопироксен и роговая обманка. Кроме этих минералов встречаются единичные зерна ортопироксена (табл.5.3). Следует отметить, что минералы тяжелой фракции из осадочной брекчий соответствуют минералам-вкрапленникам и ксенокристам (ортопироксен) из вулканических пород ст.2822 и 2823.

Отдельная возвышенность (щитовой вулкан) в центральной части полигона I-A (рис.1.4). Здесь была выполнена одна станция (ст.2825).

Станция 2825

Западный склон возвышенности (рис. I.4). Координаты: $15^{\circ}53.3$ с.ш.; $134^{\circ}26.0$ в.д. Глубина драгирования - 4800 м. Поднято около 25 кг материала, представленного главным образом осадочными породами, а также железо-марганцевыми конкрециями и 12 округлыми мелкими обломками (до 7 см) пемз.

Осадочные породы составляют абсолютное большинство (95%) материала. Они представлены лепешковидными обломками литифицированных пелагических глин различных размеров (до $25 \times 10 \times 5$ см). Часто на поверхности отдельных обломков имеются железо-марганцевые корочки мощностью до 1 см. На верхней части некоторых образцов наблюдается желтовато-зеленые слои, вероятно, состоящие из смектитов (обр.2825-2).

2. Железо-марганцевые конкреции различной формы и размеров составляют незначительную часть поднятого материала (обр.2825-3). Центром этих конкреций обычно являются те же литифицированные глины.

Отдельная, хорошо выраженная возвышенность вытянутой формы в центральной части полигона I-A. В северной части этой возвышенности была пробурена глубоководная скважина "Гломар Черенджером" (скв.448, 448-A). В южной части этой возвышенности (рис. I.4) нами выполнены три результативные станции (ст.2828, 2829, 2830).

Станция 2828

Восточный склон возвышенности (рис. I.4). Координаты станции: $16^{\circ}03.8'$ с.ш.; $134^{\circ}53.5'$ в.д. Глубина драгирования 4200 м. Поднято около 30 кг материала, представленного глыбами и обломками различных вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород и минеральных образований.

I. Вулканические породы представлены двумя полукатанными

обломками плотных андезитов (андезито-базальтов) размером 12х8х5 см (обр.2828-1-1) и 4х1,5х1 см (обр.2828-1-2). Эти породы по своим химическим особенностям наиболее близки к образованиям известково-щелочной серии островных дуг.

2. Вулканогенно-осадочные (вулканокластические?) породы представлены 8 мелкими (до 15 см) полускатанными обломками плотных литокристаллокластических (и кристаллолитокластических) туфов различной размерности, от псамитовой (песчаной) до алевроитовой. Эти туфы аналогичны туфам, поднятым на ст.2821 (группа 3). Среди них выделяются два обломка песчаной размерности (обр.2828-5-1; 5-2), три - алевропесчаной размерности (обр.2828-5-3; 5-4; 5-5) и три - алевроитовой размерности (обр.2828-5-6; 5-7; 5-8). Описание этих пород приведено в разделе "Осадочные породы".

3. Осадочные породы представлены осадочными брекчиями (обр. 2828-2) и тонкозернистыми осадками (обр.2828-3). Осадочные брекчии (около 50% материала) подняты в виде глыб (до 25 см) и обломков. Это рыхлые, легко режущиеся ножом породы (как обломки, так и цементирующая масса) светло-желтого, зеленовато-желтого и буровато-желтого цвета. Обломки различных размеров (до 10 см) представлены сильноизмененными смектитизированными и цеолитизированными туфами различной размерности. Цементирующая масса также сильно изменена. Тонкозернистые осадки (30% материала) представлены такими же рыхлыми сильноизмененными осадками. Фактически это уже минеральные (смектит-цеолитовые) образования. Состоят они из того же материала, что и цементирующая масса осадочных брекчий. В отдельных образцах отмечается чередование пелагических глин и этих пород (обр.2828-3-1). Некоторые образцы покрыты тонкой корочкой (или пленкой) железо-марганцевых образований.

4. Железо-марганцевые конкреции (10-15% материала) круглые,

размером до 4 см в диаметре (обр.2828-4).

Станция 2829

Западный склон возвышенности (рис. I.4.). Координаты станции: $16^{\circ}07.6'$ с.ш.; $134^{\circ}51.6'$ в.д. Глубина драгирования 3400 м. Эта станция взята с самой верхней части изученного нами разреза на этой возвышенности. Поднято около 40 кг материала в виде нескольких глыб (до 30 см) и полуокатанных обломков различной размерности. Материал однородный и представлен пемзовыми туфами с размером обломков пемз до 2-3 см (липпилиевые пемзовые туфы). Образцы имеют кавернозную поверхность обычно покрытую пленкой или тонкой корочкой железо-марганцевых образований. Обломки пемз в туфах резко преобладают. Их размеры главным образом до 1,5 см (иногда до 3 см). Они обычно изменены и превращены в агрегат из смектита и цеолитов (?). Кроме пемзы встречаются редкие (единичные) обломки других вулканических пород и минералов. Цементирующая масса состоит из тонкого измененного пирокластического материала.

Станция 2830

Восточный склон возвышенности (рис. I.4.). Координаты станции: $16^{\circ}08.2'$ с.ш.; $134^{\circ}53.6'$ в.д. Глубина драгирования 3800 м. Поднято около 70 кг материала в виде различных по размерам (до 50 см) глыб и обломков, представленных различными типами пород: вулканическими, вулканогенно-осадочными, осадочными, а также минеральными образованиями.

I. Вулканические породы составляют 10-15% поднятого материала. Они представлены глыбой (около 30 см) и многочисленными (18 штук) мелкими (до 8 см) обломками (обр.2830-I).

Вулканические породы образуют ряд различных по уровню кремнезема образований - от базальтов до липаритов. Основные разности

составляют около половины образцов (обр.2830-I-I; I-2; I-4; I-5; I-7; I-8; I-9; I-II). Они представлены малопористыми (поры до 5-7% объема породы) на вид плотными и афировыми разностями кварцсодержащих, ортопироксен (?) - клинопироксен-плагиоклазовых базальтов. Лишь в одном образце (обр.2830-I-I) отмечаются отдельные (редкие) кристаллы плагиоклаза. В шлифах эти базальты представляют собой афировые, хорошо и достаточно равномерно раскристаллизованные породы с интерсертальной (или толеитовой) структурой. Размер зерен значительно варьирует от 0,1 до 2 мм (преобладают 0,2-0,7 мм), при этом наибольшие вариации по размеру отмечаются для плагиоклаза. Четко выраженных вкрапленников в этих базальтах не наблюдается, однако некоторые наиболее крупные зерна выглядят как порфировые выделения. Базальты состоят из плагиоклаза, пироксена, кварца, рудного минерала и стекла. Плагиоклаз преобладает (40-60%). Он образует вытянутые, обычно хорошо окристаллизованные зерна, которые иногда формируют как бы решетку. Пироксен - второй по распространению минерал (10-15%). Он представлен обычно изометричными зернами клинопироксена. Наряду с клинопироксеном в некоторых шлифах, в резко подчиненном количестве наблюдаются псевдоморфозы по ортопироксену (?). Кварц находится в резко подчиненном количестве и составляет не более 5% и обычно образует изометричные зерна в промежутках между кристаллами плагиоклаза. Рудный минерал - 5-7% формирует четко выраженные изометричной формы зерна. Стекло составляет 20-25% породы, оно полностью изменено с образованием по нему минералов группы смектита-гидрeслуды. Иногда (шл.2830-I-8) в нем отмечается зеленый хлорит (?). Характерной особенностью этих базальтов является присутствие в них кварца, хорошая раскристаллизация основной массы породы и высокая степень вторичных изменений по стеклу.

Более кислые вулканические породы этой станции также образуют довольно многочисленную группу обломков (обр. 2830-1-3; 1-6; 1-10; 1-12; 1-14; 1-15; 1-16; 1-17; 1-18; 1-19). Обычно это малопористые (поры, часто вытянутые) синевато- и зеленовато-серого цвета породы с редкими мелкими фенокристаллами. По составу, вероятно, они формируют ряд пород от андезитов до липаритов. В шлифах это довольно однообразные порфировые породы, отличающиеся главным образом вариациями количества клинопироксена в основной массе. Порфировые включения составляют не более 3% породы. Представлены они главным образом плагиоклазом (андезин с различным уровнем анортитовой компоненты) и пироксеном. Основная часть пироксена — это клинопироксен, однако в некоторых шлифах (шл. 2830-1-10; 1-15) отмечаются единичные псевдоморфозы по ортопироксену (?). Кроме порфировых зерен плагиоклаза и клинопироксена в этих породах обычны крупные выделения кварца, которые, чаще всего, представляют собой совокупность зерен этого минерала. Размеры этих обособлений (или отдельных кристаллов кварца) сопоставимы с включениями плагиоклаза и не превышают 0,4 мм. Основная масса состоит в основном из кварц-полевошпатового агрегата, небольшого количества клинопироксена (не более 7-10%) и сыпучего рудного минерала (не более 5-7%). Размеры зерен минералов основной массы (плагиоклаз, клинопироксен, рудный минерал) не превышают 0,1 мм, преобладают 0,02-0,07 мм. В целом эти породы формируют ряд с различным уровнем кремнекислотности, что отражается в вариациях в их основной массе количества кварца и клинопироксена.

2. Вулканогенно-осадочные породы. Эти образования составляют большинство (70-80%) материала, поднятого на этой станции. Среди них выделяется три группы пород: а) плотные литокристалло-кластические туфы; б) пемзовые грубообломочные (лапилевые) ту-

фы; в) измененные пепловые туфы (?) пелитовой размерности.

Плотные литокристаллокластические туфы (обр.2330-2) наиболее распространенная группа пород не только среди вулканогенно-осадочных образований, но и во всей станции. Они составляют 50-60% поднятого материала и представлены многочисленными глыбами (до 50 см) и обломками иногда покрытыми пленками или коркой железо-марганцевых образований. Туфы имеют различную размерность обломочного материала от песчаной (обр.2330-2-1; 2-2; 2-3), до алевроитовой (обр.2330-2-4; 2-5 и др.). В некоторых глыбах наблюдается зональность по размерности материала, а также псевдозональность - обусловленная различным цветом цементирующей массы. В целом эти плотные туфы аналогичны подобным вулканогенно-осадочным породам ст.2321 (группа 3) и ст.2323 (группа 2). В одном из образцов (обр.2330-2-2) А.Н.Деркачевым был изучен состав тяжелой фракции (фракция 0,1-0,05 мм). Среди обломков этой размерности резко преобладают обломки минералов, а среди них - клинопироксен (табл.5.3). Характер обломочного материала позволяет назвать эти туфы литокристаллокластическими.

Пемзовые грубообломочные туфы (обр.2330-3) представлены несколькими обломками (7-10% материала). В целом они аналогичны пемзовым туфам ст.2329. Размерность обломков в них редко превышает 1 см. Сверху они обычно покрыты толстой коркой (до 2 см) железо-марганцевых образований.

Измененные пепловые туфы пелитовой размерности (возможно, это не туфы, а переотложенный вулканогенный материал) также составляют незначительное количество всего поднятого материала (5-7%). Они представлены мелкими (до 10 см) светло- и желтовато-зелеными рыхлыми образованиями (обр.2330-4). Они легко царапаются ногтем и режутся ножом. Скорее всего, весь туфовый (пеп-

ловый?) материал превращен в смектит-цеолитовый агрегат. В целом они аналогичны осадочным (?) породам ст.2323 (группа 3), отличаясь от последних отсутствием грубообломочного материала.

3. Осадочные породы ст.2330 (обр.2330-5) представлены глинами и обломками осадочных брекчий сверху покрытых коркой (до 2 см) железо-марганцевых образований. Они составляют 15-20% поднятого материала. Обломки размером до 5 см в них представлены главным образом плотными туфами аналогичными образцам группы 2а этой станции. Цементирующая масса имеет алевротовую или пелитовую размерность.

4. Минеральные образования ст.2330 представлены единичными обломками в виде стяжений (обр.2330-6). Вероятно, они состоят из железо-марганцевых минералов и агрегатов смектитов и цеолитов.

Отдельная вулканическая постройка в центральной части полигона I-A, расположенная западнее места заложения скв.448 (рис.1.4). Здесь было выполнено две станции драгирования - и обе результативные (ст.2331; 2332).

Станция 2331

Юго-западный склон локальной возвышенности (рис.1.4). Координаты станции: $16^{\circ}11.5$ с.ш., $134^{\circ}31.1$ в.д. Глубина драгирования - 3900 м. Поднято около 50 кг однородного материала, представленного железо-марганцевыми конкрециями (табл.1, приложение), Конкреции главным образом имеют округлую форму, их размеры редко превышают 5 см в диаметре (преобладают 2-4 см). Ядром конкреций главным образом являются коричневатые-бежевые осадочные образования, аналогичные пелагическим глинам. Реже - в центре находятся желтовато-зеленые агрегаты - вероятно, сильно-измененные пепловые туфы?

Станция 2832

Западный склон возвышенности (рис.1.4). Координаты станции: $16^{\circ}16.4$ с.ш.; $134^{\circ}43.1$ в.д. Глубина драгирования - 3600 см. Поднято 50-70 кг материала представленного главным образом (около 80%) железом-марганцевыми корками и конкрециями, а также осадочными брекчиями (пемзовыми туфами?), пепловыми туфами и одним обломком базальта (табл.1, приложение).

1. Осадочные брекчии (пемзовые грубообломочные туфы?) представляют собой обломки плоской формы (толщина 2-3 см), обычно лимонитизированные и покрытые железо-марганцевой пленкой с поверхности (обр.2832-1). С поверхности эти породы имеют каверны. Обломочный материал представлен главным образом обломками пород до 1 см (реже более) и минералов. Цемент имеет желтовато-зеленый цвет и, вероятно, представлен измененным вулканогенным (?) материалом. Эти породы по цвету, характеру и взаимоотношению обломочного материала и цемента, а также по твердости аналогичны осадочным брекчиям (?) ст.2828; 2830. Незначительная часть обломков этих пород представляет собой центры крупных железо-марганцевых конкреций с толщиной корки до 2 см (обр.2832-2).

2. Измененные пепловые туфы (?) представлены единичными мелкими (до 10 см) обломками желтовато-зеленого цвета (обр. 2832-3).

3. Железо-марганцевые конкреции составляют абсолютное большинство (80-85%) поднятого материала (обр.2832-4). Они главным образом имеют неправильную форму и размеры до 10 см. В ядрах конкреций породы двух вышеописанных групп.

4. Вулканические породы представлены одним обломком мелкопористого базальта удлиненной формы (5x2,5x1,5 см).

Отдельная вулканическая постройка в северной части полигона I-A (рис.1.4). Здесь выполнена одна результирующая станция

(ст. 2833).

Станция 2833

Северо-западный склон возвышенности (рис. 1.4). Координаты: $16^{\circ}38.2$ с.ш.; $134^{\circ}42.7$ в.д. Интервал драгирования 3450–3000 м. Поднято 70–80 кг пород представленных глыбами и обломками различных пород: 1 – вулканические породы, 2 – вулканогенно-осадочные породы, 3 – осадочные породы, 4 – железо-марганцевые конкреции.

1. Вулканические породы в виде многочисленных глыб (до 25 см) и обломков составляют 30–35% поднятого материала. Среди них выделяют базальты и более кислые дифференциаты, при резком преобладании первых. Базальты (обр. 2833-1) представлены многочисленными мелкими (до 25 см) глыбами и обломками (около 20 штук). Некоторые образцы представляют собой фрагменты шаровой отдельности со стекловатой коркой закаливания (обр. 2830-1-1) и ^{кры}подняты коркой железо-марганцевых образований. Характерной особенностью этих базальтов является их высокая пористость (15–30% объема породы), при этом вариации размера и количества пор создают как бы зональность в обломках. Поры округлые, их размеры редко превышают 3–5 мм. Обычно в центральной части глыб они пустые, а стенки их выполнены светло-сиреневым налетом. В краевых частях некоторых образцов поры полностью, или только по стенкам, выполнены желтовато-зелеными вторичными минералами – смектитами (?). Визуально базальты – это темно-серые мелкопористые афировые породы. В шлифах среди базальтов выделяются афировые (обр. 2833-1-1; 1-3; 1-4) и порфировые разности (обр. 2833-1-2; 1-5). В последних порфировые включения представлены только мелкими (до 1,2 мм) зернами слабозонального плагиоклаза, который обычно имеет вытянутые формы. Количество пор-

фировых выделений плагиоклаза не превышает 5-7% объема породы. Степень разкристаллизации основной массы базальтов различная, вследствие чего она имеет гиалопилитовую и интерсертальную (обр.2833-1-3; 1-4) структуру. Основная масса состоит из вытянутых лейст плагиоклаза (размером до 0,2 мм), клинопироксена, сили рудного минерала (зерна 0,01-0,03 мм) и различного количества измененного стекла. Плагиоклаз всегда преобладает, количество клинопироксена значительно варьирует от первых процентов (обр.2833-1-1; 1-2; 1-5) до 10-15% (обр.2833-1-3). Также незначительно варьирует количество рудного минерала (вероятно, титанистого магнетита), что выражается в изменении содержания титана (1,40-2,17%) и суммарного железа в базальтах (табл.4.4). В целом базальты этой станции имеют лейкократовый облик.

Трахиандезиты (?) - представлены одним мелким обломком темно-бурого цвета с вытянутыми порами, частично выполненными цеолитом (обр.2833-1-6). Визуально порода афировая (стекловатая). Вытянутые поры создают псевдофлидальную текстуру. В шлифе порода афировая (с единичными вкрапленниками) стекловатая с пидотокситовой структурой основной массы. Единичные вкрапленники (до 1 мм) представлены светло-зеленым клинопироксеном. Основная масса состоит из ориентированных микролитов плагиоклаза, небольшого количества мелких зерен (до 0,01 мм) рудного минерала (не более 1-3%) и стекла. Стекло преобладает (60-65%) участками довольно сильно изменено. Микропустоты в основной массе и некоторые пустоты выполнены цеолитами, вероятно, натровыми.

Микролиты плагиоклаза обычно имеют размеры до 0,05 мм, однако незначительная их часть формирует более крупные кристаллы (до 0,15 мм) обычно вытянутой формы. Плагиоклаз микролитов практически не формирует двойников. Его состав - андезин (37-42%

Ан). В целом эти породы резко отличаются по минеральному составу, особенностям структуры от андезитов островодужного типа хребта Кюсю-Палау. Эти отличия отражаются и в химическом составе пород. Описываемые образования, в сравнении с андезитами островодужного типа (ст.2321; 2330), характеризуются более высоким уровнем титана и натрия, а также стронция (табл.4.4.).

Более кислые вулканические породы (трахиты?) подняты на этой станции в подчиненном количестве. Они представлены 6 образцами – одна глыба (25х20 см) и остальные обломки. Это желтовато-белые, светло-бурые мелкопористые породы в целом лейкократового облика. В некоторых из них (обр.2333-2-1; 2-2) отмечается псевдослоистость, которая обусловлена зональным развитием вторичных минералов (сметитов) по породе. Визуально в этих породах на фоне стекловатой лейкократовой основной массы отмечаются редкие кристаллы плагиоклаза и феррического минерала размером не более 3 мм. Некоторые глыбы участками покрыты железо-марганцевыми образованиями. В шлифах это порфиновые с лейкократовой гялопелитовой (участками пилотакситовой) основной массой. Вкрапленники составляют не более 3-5% объема породы, наиболее распространенные размеры 0,2-0,8 мм. Они представлены: плагиоклазом (преобладает – 60-70% вкрапленников), роговой обманкой (20-30%), рудным минералом, клинопироксеном и апатитом. Последние три минерала формируют обычно микро-вкрапленники – их размеры не превышают 0,3 мм, а апатита – 0,1 мм по длинной оси. Плагиоклаз формируют слабозональные кристаллы удлиненной (преобладают) и таблитчатой формы, иногда с включениями темноцветных минералов (клинопироксена, амфибола) и основной массы. Плагиоклаз – олигоклаз – кислый андезин (23-32 Ан). Роговая обманка – второй по распространению минерал, формирует кристаллы, иногда с двойниками, различной формы, в том числе и

поперек призмы. Она характеризуется отчетливым плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах (шл. 2333-2-1; 2-2; 2-3). Рудный минерал формирует редкие кристаллы обычно изометричной формы (до 0,3 мм). В различных образцах количество его варьирует, но не превышает 5-7% всех вмещающих. Часто рудный минерал подвержен окислению, в результате чего вокруг него образуется зона бурых гидроокислов, а иногда и полностью замещается гидроокислами железа с образованием пустот. Обычно с зернами рудного минерала ассоциирует клинопироксен и апатит. Клинопироксен - наименее распространенный минерал, он формирует единичные кристаллы. Часто обломочный характер его кристаллов позволяет предполагать их остаточный (из базальтовой магмы) генезис. Апатит формирует мелкие кристаллы как в виде отдельных зерен, так и включений (наиболее обычно) в рудном минерале. Практически всегда в ^{сростках} ~~стростках~~ с рудным минералом. Основная масса плохо раскристаллизованная - на стекловатом фоне выделяются в целом ориентированные игольчатые микролиты плагиоклаза. Их размеры по длинной оси не превышают 0,03 мм. В целом по минеральному составу кислые дифференциаты ст. 2333 имеют существенное отличие от аналогичных по уровню эрозия вулканических пород островодужного типа хребта Кюсю-Палау (ст. 2320; 2321; 2330). Прежде всего это отличие заключается в отсутствии в их основной массе кварца, а также в появлении зерен апатита.

2. Вулканогенно-осадочные породы составляют не более 10% поднятого материала и представлены спекшимися агломератовыми туфами (обр. 2333-3). Это светло-зеленовато-серые породы, состоящие, главным образом, из обломков кислых (?) дифференциатов базальтовой магмы. Размер обломков изменяется от 4-5 мм до 3-4 см. Форма обломков обычно изометричная. Подробное описание при-

ведено в разделе 4.4.2.3 ("Осадочные породы").

3. Осадочные породы образуют две группы пород: I - осадочные брекчии (?) и 2 - литифицированные пелагические глины. Породы первой группы (обр. 2833-4) составляют около 10% поднятых пород. Это сцементированные железо-марганцевыми образованиями обломки различных размеров (обычно крупные до 5 см) и различных пород - обычно базальтов. Последние аналогичны базальтам, поднятым на этой станции. Цементирующие корки мощные - до 3 см. Вероятно, эти породы представляют собой сцементированные делювиальные свалы.

Литифицированные пелагические глины (обр. 2833-5) составляют около 20% поднятого материала. Они представляют собой обычно центры крупных железо-марганцевых конкреций. Среди них выделяются обломки различной плотности - иногда вариации плотности отмечаются в одном образце. Рентгенофазовым анализом было установлено, что рыхлая часть состоит из смектита, а плотная - из смектита и цеолита.

4. Железо-марганцевые конкреции различных форм (обычно уплощенной) и размеров (до 30 м) составляют около 30% поднятого материала. (обр. 2833-6). В их центре обычно находятся пелагические глины, реже желтовато-зеленые смектит-цеолитовые агрегаты и мелкие (до 2 см) обломки вулканических пород. Одна конкреция (обр. 2833-7) в центре имеет пелагическую глину, пропитанную железо-марганцевыми образованиями.

Итак, в результате проведенных геологических исследований на хребте Кюсю-Палау (полигоны I, I-A) был получен материал с 6 вулканических построек (рис. 1.4). Были изучены 4 стратовулкана (ст. 2820; 2821; 2828 - 2830; 2831; 2832; 2833) и два вулкана щитового типа (ст. 2822; 2823; 2825). На всех стратовулканах по-

днаты эффузивные (ст. 2820; 2821; 2830; 2832; 2833), вулканогенно-осадочные и вулканокластические породы. Последние, в виде плотных литокристаллокластических туфов (ст. 2820; 2821; 2823; 2830) или пемзовых лапилевых (ст. 2829; 2830; 2832) и агломератовых (ст. 2833) туфов. Кроме этого на всех вулканах были подняты осадочные породы — литифицированные пелагические глины (ст. 2820; 2821; 2823; 2830; 2833) и осадочные брекчии (ст. 2823; 2830; 2832), а также на всех станциях — железо-марганцевые образования в виде корок или конкреций (табл. I, приложение). На одном вулкане (ст. 2821) подняты интрузивные породы. Присутствие на стратовулканах вулканогенно-осадочных пород и различных туфов свидетельствует о взпловзвном и близповерхностном (или аеральном) характере вулканизма на этих структурах.

На щитовых вулканах подняты железо-марганцевые образования (ст. 2822; 2823; 2825), осадочные (ст. 2823; 2825) и вулканические (эффузивные) породы, причем последние подняты тлько на одном вулкане (ст. 2822; 2823). Осадочные породы здесь представлены главным образом литифицированными пелагическими глинами (ст. 2823; 2825) и осадочными брекчиями (ст. 2823), а железо-марганцевые образования — конкрециями (ст. 2822; 2825). В отличие от стратовулканов на щитовых вулканах не обнаружены туфы и вулканогенно-осадочные породы, в то же время большая часть поднятых здесь глыб и обломков базальтов представляют собой фрагменты пиллоу-лав со стекловатой коркой закаливания. Это указывает на относительно спокойный (лавовый) и подводный характер извержений щитовых вулканов. В целом каменный материал, драгированный со страто-и щитовых вулканов имеет существенные принципиальные отличия. Эти отличия выражаются как в самом наборе (совокупности, ассоциации), поднимаемых на них генетических типов пород (вулка-

нические, вулканогенно-осадочные, осадочные) так и в составе однотипных образований. Основное отличие этих структур заключается в отсутствии на щитовых вулканах вулканогенно-кластических (туфы) и вулканогенно-осадочных пород, тогда как на стратовулканах туфы — это один из преобладающих типов пород. Отсутствие на щитовых вулканах вулканогенно-осадочных образований указывает на неэксплозивный характер магматизма этих структур. Об этом также свидетельствуют текстурно-структурные особенности развитых здесь базальтов. Вулканические породы большинства стратовулканов и щитовых вулканов имеют различный минеральный и химический составы и относятся к различным формационно-геохимическим типам. Вулканиты основной части стратовулканов — это образования островодужного типа; тогда как базальтоиды щитовых вулканов наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий. Осадочные породы стратовулканов часто характеризуются обилием пирокластического материала, а среди минералов-обломков, в тяжелой фракции значительное место принадлежит ортопироксену. В осадочных породах (обычно это литифицированные пелагические глины) щитовых вулканов пирокластическая фракция практически отсутствует, а основную роль среди минералов тяжелой фракции играет клинопироксен, рудный минерал и апатит. Ортопироксен встречается в виде единичных зерен.

Следует обратить внимание на несколько обособленное положение двух вулканических построек, расположенных в северной части полигона. Это возвышенности, на которых подняты ст. 2331; 2332; 2333 (рис. 1.4). Они расположены несколько западнее построек, характеризующихся островодужным магматизмом, в том числе и той возвышенности, на которой пробурена скв. 443. При этом указанные вулканы находятся в том месте, где хребет Кюсю-Палау как бы теряет свою четко выраженную индивидуальность (рис. 1.4). Положение их в западной части хребта, где расположены и щитовые вулканы, и в то же

время приуроченность этих структур к границам отдельных блоков хребта Кюсю-Палау (в данном случае хребет утрачивает здесь единое основание) заставляет обратить на эти постройки особое внимание. По форме и по набору пород (здесь есть лапилливые и агломератовые пемзовые туфы, но нет литокристаллокластических туфов) эти возвышенности аналогичны стратовулканам. Однако поднятые на них эффузивные породы (особенно ст.2833) существенно отличаются от однотипных образований, расположенных в непосредственной близости стратовулканов. В том числе и того, где пробурена сква.448 (рис. 1.4). На вулканической постройке (ст.2831; 2832), расположенной западнее возвышенности, где пробурена сква.448, эффузивные породы представлены только одним маленьким (5х2,5х1,5 см) обломком базальта (обр.2832-5). Ограниченность материала в данном случае затрудняет делать корректные выводы. Однако некоторые особенности химического состава поднятого здесь базальта не позволяют уверенно относить его к породам островодужного типа. На следующей постройке поднято большое количество эффузивных пород, которые представлены как базальтами, так и более кремнекислыми разностями — трахиандезитами и трахитами (ст.2833). Основные и более кислые вулканические породы ст.2833 отличаются по минеральному и химическому составу от аналогичных по уровню кремнезема образований островодужного типа хребта Кюсю-Палау (ст.2820; 2821; 2828; 2830). Базальты отличаются по следующим признакам: 1 — В порфировых разностях среди минералов-вкрапленников отмечается только плагиоклаз. Отсутствуют клинопироксен, ортопироксен и рудный минерал. Плагиоклаз вкрапленников обычно представлен практически незональными кристаллами удлиненной формы без включения основной массы. 2 — В афировых разностях (сравнение с афировыми базальтами (ст.2830) отсутствует кварц (на ст.2830 — присутствует), а плагиоклаз формирует игольчатые, часто ориентированные микролиты. Состав афировых

базальтов ст. 2333 – плагиоклаз, клинопироксен, рудная сыпь и стекло. 3 – В базальтах ст. 2333 наблюдаются обычно вокруг пор нехарактерные для островодужных базальтов слабораскристаллизованные игольчато-волокнистые обособления, состоящие из клинопироксена, плагиоклаза (?) и рудного минерала. 4 – Базальты ст. 2333 в сравнении с островодужными базальтами характеризуются высоким титаном (1,4–2,20%), железом (11,0–13,0%) и фосфором (0,26–0,56%), а также повышенной щелочностью (калиевоcтью), что отражается в более высоких концентрациях крупноионных литофилов (рубидий, стронций, цирконий).

В трахиандезитах (SiO_2 – 53–56%) также отсутствуют кварц, ортопироксен и амфибол, а плагиоклаз порфировых выделений представлен андезином (37–42 Ан). Кроме этого для трахиандезитов (обр. 2333-I-6) характерен высокий натрий (4,61%) и фосфор. Такие особенности минерального и химического составов не свойственны для основных андезитов (андизито-базальтов) островодужного типа, поднятых на хребте Кюсю-Палау.

В трахитах ст. 2333 в сравнении с андезитами ст. 2320; 2321; 2330, во вкрапленниках отсутствует кварц и ортопироксен, а плагиоклаз представлен олигоклазом или кислым андезином (25–32 Ан). В то же время среди вкрапленников отмечается, наряду с плагиоклазом, амфибол, клинопироксен, рудный минерал и апатит. В основной массе кварц также отсутствует. Отличия в минеральном составе отражаются и в разности их химических составов. От аналогичных по уровню кремнезема породах островодужной серии трахиты ст. 2333 отличаются более высоким уровнем глинозема (17,7–18,7%), щелочей (9,00–9,50%) и особенно двуокиси натрия (6,7–6,3%). В то же время для них характерны более низкие содержания железа (4,5–4,3%), магния (0,95–1,15%) и кальция (2,20–2,50%). Сочетание, при этом уровне кремнезема, высокой щелочности (около 10%) и глиноземистости (17–

19%) при низких содержаниях железа, магния и кальция позволяет отнести более кремнекислые вулканические породы ст. 2333 к лейко-кратовым трахитам (трахитам натрового ряда).

Проведенные исследования на хребте Кюсю-Палау подтвердили выявленное нами в 30/31 рейсах НИС "Профессор Богоров" (1939 г.) сложное строение этой структуры, заключающееся прежде всего в присутствии здесь вулканов с различным типом магматизма.

Плато Урданета (полигон 3)

Исследования проводились в юго-западной части плато Урданета, где была изучена отдельная вулканическая постройка. Впервые на этой постройке геологические работы выполнены в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1939 г.). В настоящем рейсе геологические работы здесь были продолжены. Выполнено четыре станции драгирования, одна драга оторвана, в трех (ст. 2334; 2335; 2337) был получен каменный материал (рис. 2.4).

Станция 2334

Южный склон вулканической постройки (рис. 2.4). Координаты станции $21^{\circ}25.0$ с.ш.; $123^{\circ}30.5$ в.д. Интервал драгирования 3200-1900 м. Поднято около 30 кг материала, представленного глыбами и обломками различных пород: 1 - вулканические породы, 2 - органогенные известняки, 3 - железо-марганцевые корки.

1. Вулканические породы (одна глыба и 13 обломков) составляют около 20% поднятого материала. Среди них выделяются основные и более обогащенные кремнеземом разновидности (трахиты?). Базальты характеризуются незначительными вариациями текстурно-структурных особенностей, а также количества и состава минералов-вкрапленников. Обычно они представлены плотными на вид (под микроскопом микропористыми) или малопористыми редкопорфировыми разновидностями с различной степенью вторичных изменений. Количество пор не превышает 10-

15% (обр.2834-1-5; 1-6; 1-3), размеры - главным образом до 1 см. Вторичные изменения в целом не очень высокие обычно выражаются в смектитизации стекла основной массы и в выполнении пор глинистыми минералами. В одном образце (обр.2834-1-6) отмечается карбонатизация. Базальты характеризуются различным количеством минералов-вкрапленников от единичных фенокристов (2834-1-2; 1-4), до первых процентов от объема породы (2834-1-3; 1-5). Вкрапленники главным образом представлены только плагиоклазом и клинопироксеном (обр. 2834-1-1; 1-2; 1-4; 1-6; 1-7; 1-3), при этом последний обычно в подчиненном количестве. В двух образцах (обр.2834-1-3; 1-5) среди фенокристов также присутствуют рудный минерал (титаномагнетит?) и микровкрапленники апатита. При этом апатит существенно уступает в размерах другим фенокристам и практически всегда образует агрегат (а часто и включения) с титаномагнетитом. Отметим, что именно образцы с наличием порфировых выделений рудного минерала и апатита характеризуются максимальным количеством вкрапленников (обр.2834-1-3; 1-5). Степень раскристаллизации основной массы базальтов разная, что отражается в типах ее структуры - от интерсертальной до гиалиновой. Преобладает интерсертальная структура основной массы. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, рудного минерала и стекла, количество которых и их взаимоотношения значительно варьируют. В отдельных образцах (обр.2834-1-2; 1-4) в основной массе также присутствует амфибол (керсутит?) или биотит (?). В целом среди базальтов по составу и взаимоотношениям минералов выделяются более меланократовые и лейкократовые разновидности. Последние представлены только одним образцом (обр.2834-1-6) и характеризуются резким преобладанием плагиоклаза над клинопироксеном в основной массе - клинопироксен здесь практически отсутствует. Наиболее высокая степень лейкократовости этого образца подчеркивается и его химическим составом. В сравнении с остальными ба-

зальтами этой станции он характеризуется наиболее высоким уровнем глинозема и минимальным – железа и магния. В одном из образцов базальтов ст. 2334 (обр. 2334-1-9) обнаружено минеральное включение, состоящие из измененного оливина, клинопироксена и плагиоклаза). По отношению к поднятому в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1939 г.) базальту ст. 2781, базальты ст. 2334 характеризуются несколько меньшим количеством рудного минерала (титаномagnetита), что находит отражение в химическом составе пород (табл. 4.4). Базальты ст. 2334 имеют более низкий уровень окиси титана (2,40–2,30%), чем в образце со ст. 2781 (окись титана – 3,40%). Особенности минерального и химического составов базальтов плато Урданета позволяют отнести их к высокотитанистым щелочным базальтам, характерным для океанических островов и поднятий.

Вулканические породы с большим уровнем кремнезема (дифференциаты базальтовой магмы – трахиты (?), трахиандезиты (?)) на ст. 2334 представлены 5 некрупными (до 12 см) обломками. Визуально – это сиреневато-серые малопористые породы лейкократового облика (обр. 2334-1-10; 1-11; 1-12; 1-13; 1-14). Высокая степень вторичных преобразований последних трех образцов придает им буроватый цвет и вид спекшихся туфов (?). Трахиты – это порфировые породы с различной степенью раскристаллизации основной массы – вплоть до практически стекловатой с близкой к гиалиновой структурой. Вкрапленники в этих породах не превышают 5–7% объема породы размером редко более 2 мм. Они представлены плагиоклазом (олигоклаз-кислый андезин?), клинопироксеном, рудным минералом (титаномagnetит?) и апатитом. Среди вкрапленников и минералов основной массы преобладает плагиоклаз. Наименьшим распространением и размеры (до 0,2 мм) имеет апатит. Как и в базальтах этой станции чаще всего он находится в ассоциации с рудным минералом, но иногда формирует включения в плагиоклазе и пироксене. Трахиты, поднятые на этой

станции являются обычными представителями базальтоидного магматизма океанических сотровов и поднятий, которые формируются на его заключительной стадии.

2. Железо-марганцевые образования на ст. 2334 составляют 75-80% материала. Представлены они толстыми (до 5 см), часто плитообразными корками размером до 25 см. В нескольких образцах (обр. 2334-2) под корками имеется рыхлый грубообломочный осадочный материал. Вероятно, это какие-то делювиальные свалы, которые сверху были покрыты железо-марганцевыми образованиями. Обломочный материал в этих породах плохо сортирован — главным образом он имеет песчаную размерность, но встречаются и крупные (до 5 см) обломки базальтов, аналогичных поднятым на этой станции. Основная часть железо-марганцевых корок не имеет таких примазок (обр. 2334-3).

3. Небольшое количество органогенного известняка, представленного мелкими (до 15 см) обломками. На некоторых из них также отмечаются железо-марганцевые корки мощностью до 1 см (обр. 2334-4).

Станция 2335

Юго-Восточный склон вулканической постройки (рис. 2.4). Координаты станции: $21^{\circ}20.9$ с.ш.; $123^{\circ}26.6$ в.д. Глубина драгирования — 4300 м. Поднято 20-25 кг материала представленного осадочными породами и железо-марганцевыми образованиями.

1. Осадочные породы составляют 80-85% материала и представлены литифицированными пелагическими глинами (обр. 2335-1). Они подняты в виде плоских глыб (до 25 см) и обломков, обычно сверху покрытых коркой железо-марганцевых образований.

2. Железо-марганцевые образования представлены небольшим количеством конкреций, главным образом округлой формы и корками (обр. 2335-2).

Станция 2337

Северо-восточный склон возвышенности (рис. 2.4). Координаты

станции: $21^{\circ}29.5$ с.ш.; $128^{\circ}23.4$ в.д. Глубина драгирования - 3500 м. Поднято около 30 кг материала, представленного вулканическими и осадочными породами, а также железо-марганцевыми конкрециями. Последние резко преобладают.

1. Вулканические породы представлены 2 обломками аналогичных образований - один (обр.2337-1-1) имеет размеры $12 \times 7 \times 6$ см, а другой (обр.2337-1-2) - $3 \times 2 \times 2$ см. На поверхности обр.2337-1-1 покрыт слоем (до 4 мм) светло-бежевого аморфного вещества, которое представляет собой по рентгенофазовому анализу смектит-цеолитовый агрегат с преобладанием последнего (табл.4.3). В обр.2337-1-2 также наблюдается аналогичный прожилок (до 0,4 мм). Визуально - это пористые (количество пор до 10-12%) стекловатые, афировые породы. Поры главным образом имеют удлиненную форму с размером по длинной оси до 1 см. В одном из образцов (обр.2337-1-1) меньшая часть мелких пор выполнена цеолитами (реже карбонатами), а крупные (более 0,5 см) имеют оторочку из цеолитов. В шлифе это редкопорфировые, микропорфировые стекловатые породы со слабой степенью раскристаллизации основной массы, при этом в меньшей степени основная масса раскристаллизована в обр.2337-1-2. Единичные микровкрапленники (до 0,2 мм) в обр.2337-1-1 представлены биотитом и оливином (преобладает). Оливин практически всегда замещен - диагностируется по характерным формам. Некоторые наиболее крупные микролиты плагиоклаза также можно рассматривать как микровкрапленники. Основная масса имеет гиалиновую структуру и состоит из щелочного (?) стекла (60-70%), метельчатых агрегатов калиевого полевого шпата и игольчатых кристаллитов плагиоклаза и биотита (преобладает), которые формируют решетчатые структуры (шл.2337-1-1). Образец 2337-1-2 представлен более стекловатой разностью. Микровкрапленники в нем представлены исключительно оливином (часто в виде неизмененных реликтов), количество которого в некоторых участках достигает 3-5%

породы. Основная масса состоит из стекла (в неизмененных участках светло-коричневого цвета) и небольшого количества кристаллитов плагиоклаза и биотита. При этом последний резко преобладает. Поднятые на этой станции вулканические породы относятся к поздним (щелочным) дифференциатам базальтовой магмы и по особенностям минерального (сочетание оливин, биотита, калиевого полевого шпата и щелочного стекла) и химического (высокий глинозем — 19,2% и суммарная щелочность — 10,5%, при низком кремнеземе — около 54,00%) составов более всего близки к фонолитам.

2. Осадочные породы представлены небольшим количеством плоских обломков (до 10 см) литифицированных пелагических глин с железомарганцевыми корками на поверхности (обр. 2337-2).

3. Железо-марганцевые конкреции (90-95% материала) представлены округлыми образованиями диаметром до 5 см (обр. 2337-3).

Таким образом, проведенные исследования на одной из вулканических построек плато Урданета показали, что это сооружение является долгоживущим вулканическим центром, в котром протекали длительные процессы дифференциации базальтовой магмы. Особенности базальтоидного магматизма свидетельствуют о том, что плато Урданета представляет собой структуру, аналогичную океаническим поднятиям.

Таким образом, геологические исследования в Филиппинском море выполнены в пределах всех его основных геоструктур: линейные (хребет Кюсю-Палау) и изометричные (плато Урданета) поднятия, а также глубоководные котловины (Западно-Филиппинская котловина). Основной объем работ выполнен на хребте Кюсю-Палау. В результате проведенных исследований на хребте Кюсю-Палау был изучен участок хребта, расположенный между 15°20' и 16°40' северной широты. То есть исследования, выполненные в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров", нарастили непосредственно к северу часть хребта Кюсю-Палау (от 11°00'

до 15°20' сев.широты), изученную в 30 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1939 г.). Здесь были обнаружены два щитовых вулкана, аналогичных по своему строению и характеру магматизма подобным структурам, выделенным нами несколько южнее в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1939 г.). Также был изучен вулкан (хребет?), на котором было выполнено глубоководное бурение (скв.448) в 59 рейсе "Гломар Челленджер". На этой возвышенности, наряду с основными разностями, было поднято большое количество туфов и более кислых вулканических пород — риодацитов (SiO_2 69,0 — 72,20%). Кроме этого на одном из стратовулканов в северной части полигона (ст.2833) были подняты вулканические породы (базальты, трахиандезиты и трахиты), которые по особенностям минерального и химического состава резко отличаются от образований островодужного типа, известных на других стратовулканах хребта Кюсю-Палау. По составу пород и характеру дифференциации базальтоидный магматизм на этой структуре наиболее близок вулканизму к долгоживущих вулканических центров океанических остров и поднятий.

На одном из стратовулканов (ст.2821) обнаружен обломок интрузивной породы (габбро-диорита), который представляет собой камагматические разности вулканических образований, развитых на этой структуре.

На плато Урданета геологические исследования были выполнены на той же отдельной вулканической постройке, где нами проводились работы в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1939 г.). Здесь были подняты многочисленные обломки вулканических пород, представленных высокотитанистыми щелочными базальтами и более поздними дифференциатами — трахитами и фонолитами (?). Полученные данные на плато Урданета показали, что изученная вулканическая постройка является долгоживущим вулканическим центром, в котором протекали

нительные процессы дифференциации исходной базальтовой магмы. Особенности базальтоидного магматизма, протекавшего здесь, свидетельствуют о том, что плато Урданета представляет собой структуру, аналогичную океаническим поднятиям.

В Западно-Филиппинской котловине исследования проводились в южной части этой структуры. Работы выполнены в зоне субширотного разлома, который был обнаружен нами в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1989 г.) здесь были подняты серпентинизированные ультраосновные породы. В 33 рейсе НИС "Профессор Богоров" со склонов этой впадины были драгированы базальты, которые по минеральному и химическому составу отвечают океаническим толеитам.

Таким образом, проведенные в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров" геологические исследования в Филиппинском море позволили получить новые данные о геологическом строении различных структур дна этого моря. Это позволяет в какой-то мере, по новому взглянуть на историю геологического развития Филиппинского моря.

4.4.2.2. Магматические породы

Магматические породы, поднятые в Филиппинском море представлены интрузивными и вулканическими образованиями. Они обнаружены в пределах всех районов работ.

Интрузивные породы

Интрузивные породы подняты только в одной станции (ст. 2321) на хребте Кюсю-Палау. Они представлены одним маленьким (4х3х3 см) обломком габбро-диорита (обр. 2321-3-1). Порода имеет субвулканический облик и также, как другие образцы интрузивных, поднятых в этой части хребта Кюсю-Палау, является малоглубинным (близповерхностным) аналогом вулканических пород островодужного типа (Леликов и др., 1990).

Вулканические породы

В Филиппинском море вулканические эффузивные породы подняты

в пределах 3 геоструктур: 1 - Западно-Филиппинская котловина, 2 - хребет Кюсю-Палау, 3 - плато Урданета.

В Западно-Филиппинской котловине вулканические породы (базальты) подняты на одной станции (ст.2318) с борта одной из переуглубленных впадин, трассирующих разлом субширотного простирания (рис. 1.3.). Базальты представлены обломками (фрагментами) пиллоу-лав. По особенностям минерального и химического составов они отвечают океаническим толеитам (табл.4.4). Несколько повышенное количество в них окиси калия обусловлено вторичными изменениями пород.

На хребте Кюсю-Палау изучено 6 вулканических построек - 4 стратовулкана и 2 вулкана щитового типа (рис.1.4). Вулканические породы подняты на 8 станциях с 5 построек - в том числе с 4 стратовулканов и одного вулкана щитового типа. На стратовулканах они обнаружены в 6 станциях (ст.2320; 2321; 2323; 2330; 2332; 2333). На двух из них вулканические породы представлены единичными мелкими обломками щебнистой размерности (ст.2320; 2321; 2323; 2330) представляют собой серию пород от базальтов до риддитов и относятся к образованиям островодужного типа (табл.4.4). Среди базальтов выделяются афировые (ст.2330) и порфировые разновидности (ст. 2321; 2323). Характерной особенностью афировых базальтов является присутствие в них кварца (5-7% объема породы). Среди порфировых выделяются двупироксеновые (ст.2321) и клинопироксен-плагноклазовые разновидности. В целом, вулканические породы этих стратовулканов характеризуются специфическими для островодужных базальтоидов текстурно-структурными особенностями, составом минералов-вкрапленников (наличие ортопироксена, кварца), а базальты - низким уровнем титана и сидерофильных элементов (табл.4.4). На одном из стратовулканов (ст.2332) типизация базальтов затруднена вследствие недостаточного количества материала - поднят один обломок (до 5

ем) базальта. На стратовулкане, расположенном в самой северной части изученного участка, поднятые вулканические породы свидетельствуют об отсутствии здесь проявлений островодужного магматизма. Вулканические породы (ст.2833), представленные базальтами и более кремниенасыщенными дифференциатами базальтовой магмы (трахиандезиты и трахиты) не являются образованиями островодужного типа. По своим особенностям базальтоидный магматизм этой возвышенности наиболее близок к вулканизму долгоживущих вулканических центров океанических островов и поднятий, отличаясь от последних более низким уровнем титана в базальтах. При этом количество титана значительно варьирует (от 1,46 до 2,20%). Параллельно с ним в базальтах изменяются и содержания железа (11,0–14,0%). Количество этих элементов в породе четко контролируется объемом рудного минерала. Базальты ст.2833 имеют различную степень лейкократовости и меланократовости, что в минеральном составе прежде всего выражается в вариациях содержания клинопироксена в основной массе пород, а в химическом составе – в содержаниях глинозема (от 13,40 до 17,60%), магния и кальция. По уровню щелочности (прежде всего калиевости) базальты этой станции наиболее близки к базальтам вулканических гор глубоководных котловин Японского моря, по совокупности признаков максимально приближаясь к ферробазальтам.

На вулкане щитового типа эффузивные породы подняты на 2 станциях (ст.2822; 2823). На ст.2822 они представлены только базальтами, а на ст.2823 кроме базальтов подняты и более поздние дифференциаты (кремниенасыщенные) базальтовой магмы – натровые трахиандезиты (?) и трахиты (?). Базальты ст.2823 в значительной степени изменены, однако характер вторичных изменений (сметитизация и в незначительной степени цеолитизация и калишпатизация (?)) вряд ли привели к значительному изменению исходного химического состава пород. Можно ожидать уменьшение количества каль-

ция, а также увеличения уровня калиевого и, возможно, - магния. В целом базальты ст. 2822 и 2823 можно определить как высокожелезистые лейкократовые базальты с различным уровнем меланократовости. Уровень железа в тех или иных образцах контролируется количеством в них рудного минерала и варьирует от 11,0 до 15,5% суммарного железа. При этом базальты ст. 2822 (основная их часть) характеризуются большими содержаниями железа, чем базальты ст. 2823 - соответственно (15,0-15,5%) и 10,8-12,0% суммарного железа. В то же время базальты ст. 2822 (за исключением обр. 2822-1-9; 1-10) имеют во вкраплениях и в основной массе клинопироксен, т.е. они более меланократовые, чем базальты ст. 2823. При этом клинопироксен в них, вероятно, имеет низкие содержания хрома, а рудный минерал - титана, так как для этих базальтов характерен низкий уровень титана (0,90-1,20%) и хрома (менее 100 г/т). Характерной особенностью базальтов этих станций является присутствие в них ксенокристов ортопироксена (гиперстена?), а также наличие гломеропорфировых агрегатов и минеральных включений, одним из минералов которых является тот же ортопироксен. Более кремнистые вулканические породы, характеризуются отчетливо выраженной натровой спецификой, т.е. резким преобладанием натрия над калием, но в то же время довольно низким уровнем суммарной щелочности (6,0-6,5%).

На плато Урданета геологические исследования выполнялись на той же вулканической постройке, что и в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (1989 г.). Эффузивные породы подняты на двух станциях (ст. 2834; 2837). Они представлены многочисленными обломками базальтов (ст. 2834) и более поздними дифференциатами базальтовой магмы - трахитами (ст. 2834) и фонолитами (ст. 2837). При этом последние подняты в виде двух мелких (до 15 см) пористых, стекловатых афировых разностей. Базальты характеризуются высоким уро-

внем титана (2,5–2,8%), железа (9,5–12,0%) и щелочей (5,6–6,2%) в том числе калия – (2,3–2,8%). Также как и на ст. 2833 среди них по уровню прежде всего, глинозема и магния выделяются в различной степени лейкократовые и меланократовые разности, что контролируется (впрочем как и количество титана и железа) минеральным составом. В меланократовых разностях количество клинопироксена в основной массе значительно выше, чем в более лейкократовых. Количество титана и железа также контролируется с содержанием в породе рудного минерала, при этом для наиболее лейкократовых разностей характерны минимальное железо и титан (табл. 4.4). В большей части образцов базальтов порфировые выделения представлены клинопироксеном и плагиоклазом, а в двух пробах – еще и вкрапленниками рудного минерала и апатита (обр. 2834–1–3; 1–5). Трахиты – это лейкократовые породы, вкрапленники в которых представлены плагиоклазом (олигоклазом?), клинопироксеном, рудным минералом и апатитом (ст. 2834). Эти породы имеют типичное для трахитов содержание и взаимоотношение петрогенных элементов, в том числе и высокую щелочность – около 10%. При этом роль калия в описываемых породах значительно выше, чем в трахитах ст. 2833 (хр. Кюсю-Палау) и составляют около 4,5%. Фонолиты (точнее породы наиболее близкие к фонолитам) характеризуются резкой недосыщенностью кремнезема по отношению к щелочам, в то же время и избытком глинозема. Для них характерны высокая глиноземистость (около 19,5%) и щелочность в (10,3–10,7%) при практически равноправной доле в них калия и натрия. Это отражается в минеральном составе пород – для них характерны микрофенокристы оливина и биотита и решетка, состоящая из биотита, плагиоклаза и метельчатого калиевого полевого шпата в основной массе (пл. 2837–1–1). Базальтоидный магматизм изученной постройки на плато Урданета отвечает вулканизму океанических островов и поднятий.

Таким образом, в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров" вулканические (эффузивные породы) подняты со всех основных типов геоструктур, выделяемых в Филиппинское море: линейные поднятия (хребет Кюсю-Палау), изометричные поднятия (плато Урданета) и глубоководные котловины (Западно-Филиппинская котловина). При этом вулканические породы, поднятые на каждой отдельной структуре в основном, представляют собой образования, характерные для этого типа геоструктур. Филиппинского моря. Иными словами, на линейных поднятиях подняты вулканы островодужного типа, на изометричных поднятиях — базальтоиды, характерные для океанических островов и поднятий, а в глубоководных котловинах — океанические толеиты. Наибольший интерес представляет собой факт, присутствия на отдельных вулканических постройках хребта Кюсю-Палау вулканических образований (базальтов и более кислых разновидностей), которые по особенностям минерального и химического составов наиболее близки к породам океанических островов и поднятий. Этот факт был установлен нами в 30/31 рейсе НИС "Профессор Богоров" (Леликов и др., 1990). Данные, полученные в настоящем рейсе подтвердили его и сделали более аргументированным — в частности была определена и направленность дифференциации базальтовой магмы на этих структурах.

4.4.2.3. Осадочные породы

Образования осадочного генезиса были подняты в пределах переуглубленной впадины в южной части Западно-Филиппинской котловины (полигон - 2) и хребта Кюсю-Палау (полигон - IА). Они представлены различными литогенетическими типами пород, хотя объемы их и количества в обоих полигонах существенно различаются.

Переуглубленная впадина в зоне субширотного разлома (полигон-2)

Единственными и немногочисленными представителями осадочных образований в пределах этой морфоструктуры являются пелагические глины, которые были драгированы на глубине 6600 м (ст. 2818, обр. 2818-2). Пелагические глины представляют собой слаболитифицированные (царапаются ногтем, режутся ножом), обводненные пелитоморфные породы шоколадно-серого, желтовато-коричневого цвета. В большинстве своем они покрыты пленками и корками Fe-Mn образований. Эти же Fe-Mn образования пропитывают весь объем пелагических глин, придавая, тем самым породам пятнисто-петельчатый облик. Результаты минералогического анализа (см. раздел 5) показали, что в составе тяжелой фракции этих глин присутствуют Fe-Mn микростяжения, гидроокислы железа, костный детрит. В единичных количествах отмечаются обломки минералов: клинопироксена, амфиболов, эпидота, ортопироксена, магнетита и ильменита. Собственно глинистая фракция состоит из смектита и цеолитов.

Хребет Кюсю-Палау (полигон I, I-A)

На данном полигоне геологические исследования проводились в пределах вулканических построек двух типов: щитовые вулканы и стратовулканы.

Щитовые вулканы

Осадочные породы, поднятые со склонов этих вулканических построек представлены двумя литогенетическими типами пород. Это пелагические глины и осадочные брекчии.

Пелагические глины драгированы с глубины 4800 м (ст. 2825,

обр. 2825-1 и 2825-2). Они представляют собой светло-коричневато-серые, бежево-серые до шоладно-серых породы, имеющие пелитовую структуру. Породы в значительной мере литифицированы (чтобы дробиться и образовывать делювиальные свалы), но не достаточно, чтобы не резаться ножом. Сверху глины, обычно покрыты пленками и корками Fe-Mn образований, которые, также образуют густую сеть прожилков и пятен внутри этих глин.

Состоят глины из смектит-цеолитового агрегата, в котором присутствуют частички алевритовой размерности, представленные обломками минералов, типичных для аналогичных глин исследуемого района. Это единичные зерна пироксенов, амфиболов, рудных минералов.

Осадочные брекчии представляют собой светло-коричневато-серые, зеленовато-серые породы с псефитовой неравномернозернистой структурой. Они подняты с глубины более 4000 м (ст. 2823, обр. 2823-4) вместе с глыбами и обломками вулканических пород. Осадочные брекчии состоят из угловатых, остроугольных и слабоокатанных обломков, составляющих до 60% объема пород, которые цементируются алевропсаммитовой массой. Размер обломков варьирует в широких пределах: от 2-3 мм до 3-4 см, редко до 5-6 см. В составе обломков отмечаются вулканические породы, представленные афировыми темно-зеленовато-бурыми в различной степени измененными базальтами (до 30%) и светло-зеленовато-серыми, вероятно, более кислыми их дифференциатами (?), характеризующимися наличием порфировых вкрапленников, состоящих из плагиоклаза (до 65%). Последние также в различной степени подвергнуты вторичным изменениям. Кроме того, среди обломочной части брекчий присутствуют обломки синевато-сиреневато-серого цвета, которые, по данным рентгеноструктурного анализа, состоят из плагиоклаз-смектитового агрегата. Количество этих обломков составляет порядка 5%. Цементирующая обломки масса представляет собой мелкозернистый песчаник, переходящий в алевропесчаник, являющийся, по сути, продуктом

более тонкой дезинтеграции вышеупомянутых вулканитов. В их обломочной части присутствуют обломки этих же афировых базальтов, их более кислых дифференциатов, вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов, апатита, амфиболов, рудных минералов. Глинистая составляющая цемента сложена смектитом.

Стратовулканы

Осадочные образования, поднятые со склонов этих вулканических построек, являются наиболее разнообразными и многочисленными. Они представлены в различной степени литифицированными пелагическими глинами, туфогенными породами различной размерности (от пелитовых до аггломератовых туфов) и осадочными брекчиями. Самая представительная группа отложений – туфогенные породы, среди которых выделяются пелитовые туфы, алевроитовые туфы, псаммитовые туфы, шлаковые туфы, аггломератовые пемзовые туфы и спекшиеся туфы. Они драгированы на глубинах от 3800 м до 5100 м.

Пелитовые туфы желтовато-серые, светло-серые, серые, до темно-серых с вишневым оттенком породы, обладающие пелитовой структурой. Эти породы подняты на станциях 2820, 2828 и 2830. Состоят они из смектитизированного тонкого пирокластического материала, среди которого изредка отмечаются рогульки и клиновидной формы обломки плагиоклаза. Породы в значительной степени литифицированы, плотные, но не крепкие (царапаются ножом). В отдельных станциях (2830 и 2832) были подняты несколько обломков сильно измененных пелитовых туфов (обр. 2830-4 и 2832-3). Это породы зеленовато-желтовато-серого цвета, рыхлые (режутся ножом, ломаются руками), в которых пирокластический материал полностью замещен смектитом.

Алевроитовые туфы драгированы в тех же станциях, что и пелитовые. Они представляют собой желтовато-серые, зеленовато-серые, серые, темно-серые и коричневатые породы, характеризующиеся алевроитовой и алевропелитовой структурой. В отдельных образцах наблюдается хорошо проявленная слоистость, обусловленная частым переслаиванием

маломощных (1-2 мм) слойков алевритовой и алевропелитовой размерности. По составу это витрокластические и витрокристаллокластические туфы. Состоят они из остроугольной и клиновидной формы обломков плагиоклаза, пироксена, вулканического стекла, редко роговой обманки, погруженных в тонкий пирокластический материал. Соотношение обломочной части и цемента колеблется от 25-30% к 70-75% до 35-45% к 65-55%. Алевритовые туфы также существенно литифицированные породы, плотные, но не крепкие (легко царапаются ножом).

Псаммитовые туфы встречены во всех вышеотмеченных станциях и, кроме того, в станции 282I (обр. 282I-2, 282I-4, 282I-5). Они представлены средне-грубозернистыми породами зеленовато-коричневато-серого и темного серого цвета, имеющими неравномернозернистую псаммитовую структуру. В большинстве своем это массивные породы, хотя отмечаются и тонкослоистые (обр. 2830-2-2). Слоистость обусловлена переслаиванием маломощных (2-4 мм) прослоев более крупнозернистого и менее зернистого материала. По составу псаммитовые туфы делятся на кристалловитрокластические (обр. 2828-5-I, 282I-I-4 и др.), витрокристаллокластические (обр. 2820-4-2) и литокристаллокластические (обр. 282I-I-I4, 2820-4-3). Состоят они либо из обломков стекла, плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки в различных соотношениях, либо обломков клинопироксенов, роговой обманки, плагиоклаза и базальтов, также в различном соотношении, которые погружены в различной степени смектитизированный тонкий пирокластический материал. Псаммитовые туфы, в отличие от более тонкозернистых разновидностей, существенно литифицированные, достаточно крепкие породы.

Данные минералогического анализа (см. раздел 5, табл. 5.3) показывают, что в составе тяжелой фракции этих псаммитовых туфов присутствуют обломки следующих минералов: клинопироксен, роговая обманка, ортопироксен, эпидот, апатит, ильменит, магнетит. Совокупность этих минералов является типичной для островодужных вулкани-

и для базальтов, пробуренных скважиной 448 с "Гломар Челенджера". Таким образом, формирование вышеописанных туфогенных пород обусловлено процессами островодужного вулканизма.

Шлаковые туфы в отличие от псаммитовых туфов характеризуются присутствием среди грубозернистого псаммитового материала до 10% обломков, главным образом, в различной степени измененных вулканитов основного состава, размер которых изменяется от 0,5 до 2-2,5 см. В остальном они полностью аналогичны псаммитовым туфам. Шлаковые туфы драгированы только в одной станции - 282I (обр. 282I-2-I, 282I-2-2, 282I-2-3, 282I-2-6, 282I-2-7, 282I-2-8).

Пемзовые туфы драгированы в двух станциях 2829 и 2830 (обр. 2829-I и 2830-3). Они представляют собой зеленовато-желтовато-серые и буровато-коричневато-серые породы, обладающие неравномернoзернистой псефитовой структурой. Состоят они из угловатых, неправильной формы обломков пемз (преобладают) и основных вулканитов (базальтов), помещенных в тонкий пирокластический материал. В отдельных образцах (2830-3) цементирующая обломки масса представлена крупно-среднезернистым псаммитовым материалом, состоящим из более мелких обломков пемз и базальтов. Размер обломков составляет от 1-1,5 см до 4-5 см. Породы сильно изменены, очень мягкие (свободно режутся ножом). Все обломки пемз превращены в цеолитовый агрегат. Цементирующая масса полностью смектитизирована.

Спекшиеся туфы подняты только в одной станции (2833). Это светло-зеленовато-серые породы, состоящие, главным образом, из обломков кислых (?) дифференциатов базальтов. Размер обломков изменяется от 4-5 мм до 3-4 см. Форма их разнообразная: от изометрично-угловатой и удлиненной до неправильной (бесформенной). Распределены обломки по породе не равномерно. Отмечаются участки, сложенные исключительно группой соприкасающихся (спекшихся) обломков и, наоборот, состоящие только из тонкого пирокластического материала. Границы (контакты) между обломками и цементом то четкие и резкие, то

явные, размытые, как бы постепенные (растворенные). Породы достаточно крепкие, плотные, в некоторой степени затронуты вторичными изменениями.

Вторая наиболее обширная группа осадочных образований рассматриваемых вулканических построек – пелагические глины. Они драгированы на глубинах от 4200 до 5100 м (ст. 2820, 2821, 2828 и 2833). Это в различной степени литифицированные пелитоморфные породы буровато-коричневого, светло-шоколадного, бежево-серого и светло-коричневатого-серого цвета. Обычно они покрыты корками и пленками Fe-Mn образований, которые также образуют дендритовидные скопления и внутри самих глин. Отмечаются существенно литифицированные глины (они, как правило, имеют более темную окраску) и слаболитифицированные глины (светлее окрашены, свободно режутся ножом). По данным рентгеноструктурного анализа собственно глинистая часть литифицированных глин сложена смектит-цеолитовым агрегатом, а слаболитифицированных состоит нацело из смектита (обр. 2820-I-I). В тяжелой фракции пелагических глин, по данным минералогического анализа, присутствуют костный детрит, Fe-Mn микроконкреции, обломки пород, гидроокислы железа, единичные зерна пироксенов, роговой обманки, эпидота, апатита, барита. Таким образом, рассматриваемые глины являются полным аналогом пелагических глин, описанных в пределах других структур района исследований.

Осадочные брекчии – третья группа осадочных образований, драгированных со склонов стратовулканов. Они подняты в интервале глубин от 3600 до 4200 м (ст. 2828, 2830, 2832). Осадочные брекчии представляют собой пестроокрашенные породы (за счет различной окраски слагающих их обломков) и имеют серые, зеленоватые, бурые, бежевые, сиреневые, желтоватые оттенки. Они состоят из угловатых и остроугольных обломков различных пород, которые цементируются алевропсаммитовым и псаммитовым материалом. Соотношение обломочной части и цемента составляет, примерно, 80% к 20%. Размер обломков самый

разнообразный: от 2-3 мм до 15-20 см. Форма обломков также всевозможная: изометричная, удлиненная, неправильногоугольная, уплощенная. Преобладающим типом пород в обломках являются туфогенные породы (до 80%). Это туфы различной размерности. Значительно меньше присутствует обломков базальтов (до 15%) и минеральных образований прозрачно-стеклянного цвета (до 5%). Туфогенные породы полностью идентичны таковым, описанным в первой группе, что позволяет допустить формирование осадочных брекчий за счет разрушения туфов. Многие обломки туфов покрыты тонкими, маломощными пленками Fe-Mn образований (доли миллиметра).

Цементирующая обломки масса представляет собой алевропесчаник, переходящий участками в песчаник. Обломочная часть цементирующего материала состоит из более мелких обломков различных туфов, вулканического стекла, плагиоклаза, пироксенов, базальтов. Глинистая составляющая сложена смектитом.

Породы сильно изменены, очень рыхлые и обводненные, свободно режутся ножом.

В заключении следует отметить, что осадочные образования, драгированные с щитовых вулканов и стратовулканов, существенно отличаются. На первых они представлены, в основном, пелагическими глинами, в то время как на стратовулканах наряду с пелагическими глинами широко развиты различные туфы. Наличие туфогенных пород указывает на то, что извержения стратовулканов имели эксплозивный характер и осуществлялись на суше или в субаэральной обстановке. Учитывая тот факт, что сейчас вершины этих вулканов находятся на глубинах от 2 до 2,7 км, можно говорить о существенном опускании этой части океанического дна.

5. Отчет литологического отряда

5.1. Цель и задачи

Изучить разрезы и состав четвертичных отложений различных структурных зон океана (в пределах планируемых полигонов); выявить влияние местных источников обломочного материала (эдафогенный фактор) на формирование минерального состава осадков. В районе Сейшельской банки основная цель сводилась к выяснению роли климатического фактора в образовании минеральных ассоциаций осадков.

5.2. Состав отряда

Деркачев А.Н. – начальник отряда, палубные работы, обработка и описание осадков, минералогический анализ. Николаева Н.А. – м.н.с., подготовка и обработка проб осадков, минералогический анализ; Уткин И.В. – м.н.с., палубные работы, предварительная обработка и описание осадков; Лучина Т.Г. – инженер, подготовка и обработка проб осадков; Мацкевич В.Ф. – инженер, палубные работы, подготовка проб.

5.3. Методика работ

Пробы осадков отбирались гидростатическим пробоотборником ГСП-2, дночерпателем, а также изучались осадки, поднимаемые драгами. Обработка колонок производилась по общепринятой методике. Кроме визуального описания осадков, для определения их типа изготавливались прозрачные препараты – "мазки" с дальнейшим просмотром под микроскопом. Песчано-алевролитовая фракция отделялась путем отмучивания от глинистой составляющей и просматривалась под биноклем. Количественно-минералогический анализ крупноалевролитовой фракции выполнялся иммерсионным методом. Для определения потенциального источника (автохтонного) поступления минералов в осадки анализировался минеральный состав протолок основных типов пород,

поднимаемых при драгировании. Дополнительно, в ряде случаев при диагностике минералов и глинистой фракции применялся рентгендифрактометрический анализ (аналитик И.В.Холодкевич). Наименование осадков по гранулометрическому составу дано на основе трехкомпонентной классификации (Структура осадков ..., 1983).

5.4. Объем работ

Осадки отбирались главным образом гидростатическим пробоотборником ГСП-2 и дночерпателем. Распределение станций по регионам следующее: склон Амирантского желоба - 1, Сейшельская банка - 5, Сейшельские острова - 7, Филиппинское море - 5.

5.5. Результаты исследований

5.5.1. Склон Амирантской островной дуги

Специальных литологических исследований на полигоне в районе не проводилось: единственная трубка, взятая из подножья островного склона, принесла обломки коренных пород. Анализировался материал, поднятый драгами, обычно в виде примазок на стенках драги и обломках пород. Кроме того, исследован минеральный состав плотных, литифицированных осадочных пород дочетвертичного возраста.

Четвертичные осадки на островном склоне Амирантского желоба практически отсутствуют и встречаются в виде небольших карманов среди выходов коренных пород. В верхней части склона - это карбонатные кораллово-фораминиферовые разности, в нижней части склона и у его подножия - пелагические глины светло-коричневого цвета с небольшой примесью цеолитов и костного детрита.

Широким развитием в пределах изученного полигона пользуются литифицированные осадочные породы дочетвертичного возраста (алевро-

иты, песчаники, конгломераты, гравелиты, брекчии) (рис.4.I).
 ами изучен минеральный состав характерных образцов осадочных пород (табл.5.I). Минеральный состав внешне однообразных песчаников и конгломератов северной и средней части склона (Северного блока) дуги различен. В северной части (ст. 2786) преобладают эпидот и обломки измененных пород, представленных эпидот-хлоритовыми агрегатами. Также повышено содержание хлорита (до 15,5%). Содержание пироксенов незначительное (~6 %). Они представлены бесцветными диопсидами. Зерна свежие, обычно пильчато-заноэистой формы. Встречаются бесцветные обломки с прямым погасанием, которые, вероятно, можно отнести к энстатитам (?). Роговая обманка бледно-зеленая, преимущественно изменена (хлоритизирована). В легкой фракции доминируют глинисто-слюдистые агрегаты (83%) и хлорит (6%), в количестве менее 5% встречаются кварц, плагиоклазы, цеолиты.

В средней части дуги (ст. 2798, 2799) минеральный состав тяжелой фракции заметно изменяется. Здесь резко преобладают клинопироксены, в основном представленные свежими оскольчатыми зернами диопсида (70,2-87,5%). Диопсид идентифицируется также рентгеноструктурным анализом. Кроме того присутствуют магнетит и ильменит (18,8%), бурые рудные (5-6%). Роговая обманка и эпидот встречены в единичных зернах. Легкая фракция состоит из глинисто-слюдистых агрегатов (60-96%), обломков опала (~16%), плагиоклазов (до 15%) и кальцита (до 6%).

В южной части дуги (ст. 2804, 2806) в минеральном комплексе осадочных пород вновь увеличивается количество эпидота. У подножья склона на ст. 2804 подняты крупные обломки (до 30 см) литифицированных серпентинитовых брекчий голубовато-зеленого цвета и коричневых пелагических глин, покрытых марганцевой коркой мощностью до 2 см. Тонкодисперсный заполнитель брекчий представлен смесью смектита, хлорита и серпентина, отличается примесью талька. В составе алевроитовой фракции преобладает эпидот (преимущественно клиноцои-

Минеральный состав (фракция 0,1-0,05 мм) осадков и осадочных пород Амирантского желоба (уд. вес $> 2,89$)

номер станции минерал	2786- I	2798- 3	2799- I	2804- I-I	2804- I-2	2806- 2
1. Монокл. пироксен	2,2	87,5	70,2	1,4	1,4	33,7
2. Ромб. пироксен	3,4	0,7	ед.	ед.	-	1,4
3. Рог. обм. буро-зел.	4,2	0,7	-	15,4	23,0	-
4. - " - бурая	-	-	-	ед.	0,5	-
5. Актинолит	0,3	-	-	1,0	3,3	46,5
6. Эпидот	41,7	1,4	0,6	41,3	23,8	1,4
7. Хлорит	15,5	-	-	10,1	1,9	1,1
8. Ильменит	-	-	18,8	4,9	0,9	8,5
9. Бурые рудные	12,4	5,6	6,1	0,3	32,4	-
10. Пирит	-	-	-	1,0	ед.	-
11. Обломки пород	20,0	4,2	4,4	23,1	5,2	5,7
12. Карбонаты	-	-	-	-	-	1,7
13. Апатит	-	-	-	-	0,2	-
14. Слюда	0,3	-	-	-	0,2	-
15. Костный детрит	-	-	-	1,7	7,3	-
16. Барит	-	-	-	ед.	-	-

Примечание: 2786-I - песчаник слабосцементированный; 2798-3 - песчаник; 2799-I - конгломерат; 2804-I-I - серпентинизированная брекчия; 2804-I-2 - плотная пелагическая глина с Mn - коркой; 2806-2 - карбонатизированный гравелит, литифицированный. В образцах 2804-I-I, 2804-I-2, 2806-2 - "рудный" минерал частично представлен шпинелью (галаксит). В обр. 2807-I-I (измененная ультраосновная порода) присутствуют диопсид, энстатит и шпинель (галаксит - данные рентгенструктурного анализа).

зит), представленный короткопризматическими бесцветными кристаллами и их обломками; реже встречаются агрегатные зерна. Буро-зеленая роговая обманка в основном свежая, частично хлоритизирована. В виде единичных зерен присутствует бурая роговая обманка, диопсид. Среди рудных отмечается ильменит (до 4,9%), гидроокислы железа, реже магнетит. Специфической особенностью рассматриваемой минеральной ассоциации (серпентин-хлорит-роговообманково-клиноцоизитовой) является наличие псевдоморфоз гематит-гётита красно-бурого цвета, развитых по кристаллам (сросткам) пирита кубического габитуса с хорошо сохранившейся характерной штриховкой и сильным металлическим блеском.

В пелагических плотных глинах (обр.2804-I-2) минеральный комплекс аналогичен: преобладают клиноцоизит и роговые обманки, но больше рудных и коллофана (табл.5.1). Увеличивается доля актинолит-тремолита (до 3,3%); роговые обманки изменены в большей степени. В легкой фракции преобладают глинисто-слюдистые агрегаты (44-73%), а также агрегаты тонких зерен (реже чешуйки) серпентина (12-46%), бурые ожелезненные комочки (5-12%), редко встречаются кварц и плагиоклаз (менее 5%). В обр.2804/I-2 в количестве до 2,5% присутствуют цеолиты (филлипсит) и кальцит.

Состав плотного карбонатизированного гравелита (ст. 2806) поднятого в верхней части островного склона (глуб. 2800-2600 м), заметно отличается от состава расположенных ниже по склону осадочных пород. Тяжелая фракция состоит преимущественно (до 33,7%) из бесцветного и бледно-зеленого клинопироксена (диопсид-авгита) - уплощенных, сильно трещиноватых зерен и обломков с пильчатыми краями, а также амфиболов тремолит-актинолитового ряда (до 46,6%). Последние представлены трещиноватыми уплощенными выколками с включениями хлорита. Актинолитизации подверглись клинопироксены, в крупных зернах представляющие собой агрегаты клинопироксена и актинолита. Темные рудные (в основном ильменит) свежие, не изменены. В количест-

не менее 2% отмечаются эпидот, хлорит, кальцит.

Легкая фракция преимущественно состоит из кальцита (77%). В подчиненном количестве содержатся глинисто-слюдистые обломки (смектит) – до 10%, цеолит (филлипсит) – до 8%, серпентин (1,9%), плагиоклаз (2%). Кальцит представлен кристаллами копьевидной формы, их сростками и агрегатными зернами.

5.5.2. Сейшельская банка

На профиле от о.Праслен до склона Сейшельской банки было взято 4 дночерпателя и одна трубка (рис. 5.1). Ближняя к острову станция 2813 (глуб. 41 м) представлена карбонатными кварцево-обломочно-коралловыми гравелистыми песками. Гравийные зерна в основном состоят из округлых зерен кварца. С удалением от острова (глубины 62–66 м) осадки становятся более тонкозернистыми (пески мелкозернистые алевриты), кварцевая составляющая резко снижается, а в гравийной фракции отсутствует. На приподнятых участках дна (древний барьерный риф) развиты грубозернистые кораллово-детритусовые пески, терригенная примесь отсутствует (ст. 2816). Пески алевритовые карбонатно-фораминиферовые занимают верхнюю часть склона банки (ст. 2817, глуб. 1800 м).

Влияние климатического фактора на состав терригенных компонентов можно проследить в наиболее чистом виде на участках с однородным составом пород, близкими климатическими и геоморфологическими условиями относительно небольших изолированных территорий. Наиболее подходящими в этом отношении являются островные системы, расположенные на значительном удалении от континентальных источников сноса обломочного материала. Этим требованиям удовлетворяют Сейшельские острова. Нами проанализирован минеральный состав свежих неизмененных биотит-роговообманковых гранитов (искусственный шлих из протоочки), кора выветривания гранитов, аллювий ручья, осадки пляжа (о.Маэ и Праслен), а также морские карбонатные осадки на

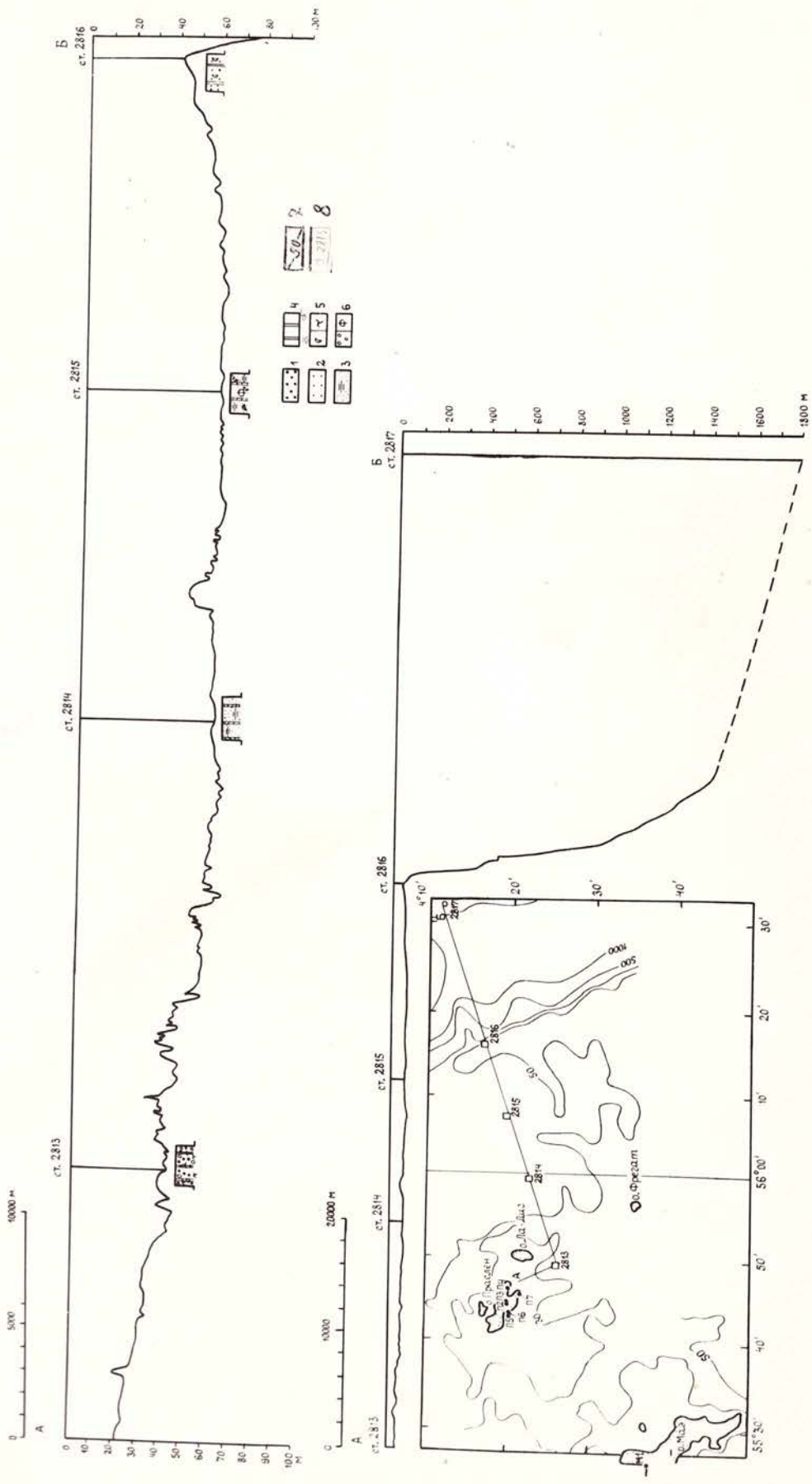


Рис. 5.1. Профиль литологических станций на Сейдельской банке

Условные обозначения к рис.5.1

- 1 - пески крупнозернистые гравелистые
- 2 - пески среднезернистые
- 3 - пески мелкозернистые алевритовые
- 4 - карбонатные: обломочно-коралловые фораминиферовые осадки
- 5 - примесь ракушечного детрита (а), обломков кораллов (б)
- 6 - примесь кварца (а), фосфатов (б)
- 7 - изобаты
- 8 - станция и ее номер

профиле к востоку от о.Праслен (табл. 5.2). В свежих гранитах доминируют обыкновенная роговая обманка (49,7%) и биотит (26,3%), доля устойчивых минералов (циркон, ильменит) составляет около 10%. В анализируемых гранитах о.Праслен среди акцессориев повышено содержание флюорита (9,4%). В коре выветривания резко возрастает количество наиболее устойчивых минералов – циркона (66%) и ильменита (11%), а среди аутигенных – гидроокислов железа (29%). Близким составом характеризуется аллювий ручья, дренирующего коры выветривания (табл. 5.2). Среди цирконов преобладают короткопризматические кристаллы с однообразными габитусными формами. Наряду с совершенно чистыми прозрачными кристаллами, встречаются зерна сильно трещиноватые, замутненные с бурой пленкой. В легкой фракции доминирует кварц, с максимальным размером зерен до 5–6 мм. Последние обычно в виде овальных, округлых зерен с шероховатой поверхностью.

Терригенная компонента пляжевых отложений о.Праслен (проба взята у развала гранитных глыб в 100 м от устья небольшого ручья) состоит преимущественно из ильменита (60,6%) и циркона (39%). Состав пляжевых отложений о.Маэ несколько иной: при довольно высоком содержании ильменита (52,3%), снижается доля цирконов (7,1%) и увеличивается количество неустойчивых минералов: роговой обманки (27,5%), эпидота (7,1%), пироксенов (2,7%). Одна из причин увеличения зрелости минеральной ассоциации изученных пляжевых осадков о.Праслен заключается в более интенсивном развитии здесь кор выветривания, по сравнению с о.Маэ. Как видно из табл. 5.2, устойчивая минеральная ассоциация сохраняется также и в морских осадках вокруг о.Праслен (доминируют ильменит и циркон). В количестве от единичных знаков до 2,5% отмечаются гранат, слюды, сфен, апатит, эпидот, роговая обманка и пироксены. Терригенная составляющая (как тяжелые, так и легкие минералы) с удалением от островов снижается. На ст. 2815 в составе тяжелой фракции в заметном количестве (до 91,6%) появляются обломки фосфоритов, которые представлены

Минеральный состав (фракция 0,1-0,05 мм, уд.вес > 2,89)

четвертичных отложений и кор выветривания района

Сейшельской банки

станция минерал	П1	П2	П3	П4	М1	2813	2814	2815
1. Мон.пироксен	2,5	-	-	-	1,9	1,6	ед.	-
2. Ромб.пироксен	-	-	-	-	0,8	0,3	-	-
3. Рог.обм.буро-зел.	49,7	-	-	-	27,5	0,6	0,5	-
4. - " - бурая	-	-	-	-	-	-	-	-
5. Эпидот	0,9	-	-	-	3,0	2,5	1,1	0,5
6. Гранат	0,6	-	-	-	-	0,3	-	-
7. Циркон	9,1	66,0	63,1	39,0	7,1	37,7	29,9	3,4
8. Актинолит	-	-	-	-	1,4	-	-	-
9. Апатит	-	-	0,3	-	-	0,3	-	-
10. Метаморф.	-	-	-	-	1,6	-	ед.	-
11. Карбонаты	-	-	-	-	-	-	0,5	-
12. Обл.пород	0,3	-	-	0,4	2,2	3,5	0,5	-
13. Ильменит	0,9	11,0	9,7	60,6	52,3	50,0	66,8	ед.
14. Бурые рудные	-	23,0	26,5	-	0,3	2,2	0,3	-
15. Костный детрит	-	-	-	-	0,3	0,6	ед.	3,4
16. Слюда	26,3	-	-	-	-	0,3	0,3	-
17. Щел.амфибол	0,3	-	-	-	1,6	-	-	-
18. Сфен	-	-	-	-	-	ед.	-	0,5
19. Флюорит	9,4	-	-	-	-	-	-	-
20. Рутил	-	-	0,3	-	-	-	-	-
21. Фосфорит	-	-	-	-	-	-	-	91,6

Примечание: П1 - гранит, о.Праслен (протолочка); П2 - кора выветривания гранитов, о.Праслен; П3 - аллювий ручья, о.Праслен; П4 - песок мелкозернистый, пляж о.Праслен; М1 - песок мелкозернистый, пляж о.Маэ; 2813-2815 - пески карбонатные, Сейшельская банка.

Аналитики: Н.А.Николаева, А.Н.Деркачев.

угловатыми и округлыми темно-серыми (до черного) зернами, размером до 2-3 мм. Согласно данным рентгеноструктурного анализа, выполненного И.В.Холодкевичем, зерна фосфоритов состоят преимущественно из фтор-апатита. Фосфатизации подверглись обломки древних кораллов.

5.5.3. Некоторые выводы

1. Минеральный комплекс осадочных пород и осадков островного склона Амирантского желоба отличается специфическими особенностями. Прежде всего, по характеру минеральных ассоциаций можно заключить, что породы (в том числе и осадочные) подверглись в значительной степени процессам вторичных изменений. В породах Северного блока Амирантской дуги они представлены смектитизацией, цеолитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и эпидотизацией, что соответствует низкотемпературным образованиям фации зеленых сланцев. Для пород Южного блока дуги характерны более интенсивные изменения с образованием серпентина, талька, клиноцоизита и актинолит-тремолита. Обычно такие вторичные изменения приурочены к зонам тектонического дробления.

2. Процесс тектонического дробления и воздымание, вероятно, характерен для Южного блока островной дуги, о чем свидетельствует наличие здесь серпентинитовых брекчий и глыб плотных пелагических глин, заключенных в марганцевую корку.

3. Наличие в обломочной фракции конгломератов Северного блока Амирантской дуги (ст. 2786) минералов (диопсид: энстатит (?)), характерных для интрузивных ультраосновных пород Южного блока, позволяет предполагать присутствие интрузивных пород на Северном блоке Амирантской дуги.

4. Климатический фактор оказывает решающее влияние на формирование минерального состава отложений Сейшельской банки. В осадках, прилегающих к островам с широким развитием кор выветривания, раз-

виты устойчивые минеральные ассоциации. Значительная абразионная устойчивость гранитов, широко распространенных в береговой зоне, является причиной небольшого поступления в осадки малоустойчивых минералов. Формирование карбонатно-аркозовых и чисто аркозовых песков наблюдается лишь в непосредственной близости от островов с развитыми корами выветривания, особенно на участках с высокой гидродинамикой придонных вод.

5.5.4. Филиппинское море

В Филиппинском море литологические исследования проводились на 3 участках (рис. 1.3): 1 – переуглубленная впадина в пределах субширотного разлома в южной части Западно-Филиппинской котловины (полигон – 2); 2 – хребет Кюсю-Палау (полигон – 1-А); 3 – плато Урданета (полигон – 3).

Западно-Филиппинская котловина (полигон – 2)

Полигон – 2 расположен в Филиппинском море в пределах локальной впадины глубиной до 6500 м (рис. 1.3). Осадки подняты драгой (ст. 2818) и трубкой (ст. 2819). Последняя расположена на склоне впадины, глубиной 6200 м. Четвертичные осадки представлены миоценовыми глинами светло-желто-коричневого цвета, комковатыми и плотными. В виде примеси отмечаются костный детрит, Fe-Mn микроконкреции и цеолиты. Причем, количество цеолитов в плотных разностях увеличивается.

Хребет Кюсю-Палау (полигон 1-А)

В пределах полигона осадки опробованы на профиле, пересекающем хребет (западное и восточное подножья, вершина) в интервале глубин 3400–5150 м (рис. 1.4). С западной стороны у подножья хребта (ст. 2824, глуб. 5150 м) накапливаются однородные кремнисто-этмодискусские осадки. Колонка длиной 210 см не вскрыла полный разрез этих осадков. Они представлены текучими, сильно водонасыщенными алеви-

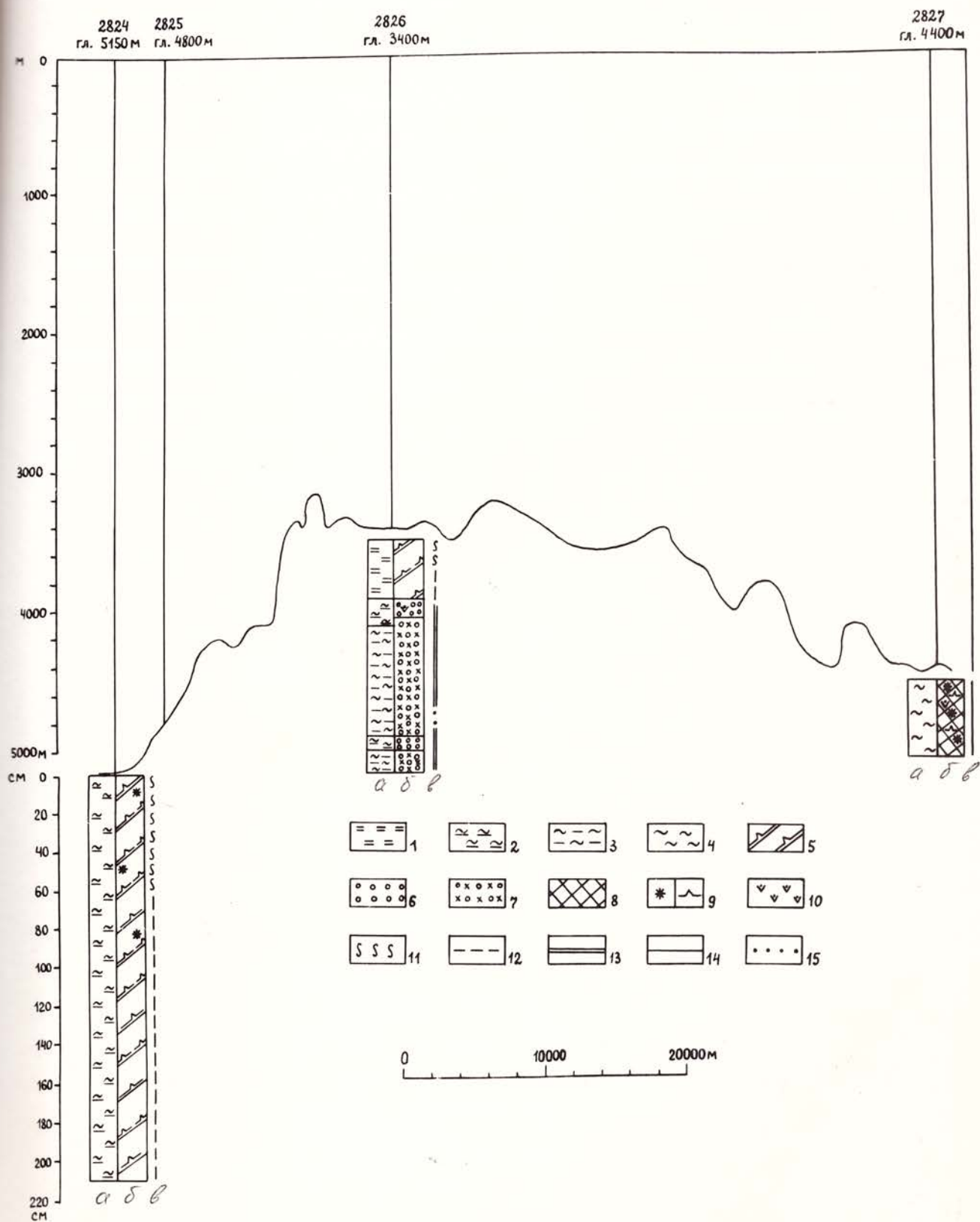


Рис. 5.2. Профиль литологических станций через хребет Косов-Палау

Условные обозначения к рис.5.2

1-4 - гранулометрический состав: 1 - алевроит пелитовый ($A_1 pe$)
 2 - алевроит пелитовый ($A_2 pe$), 3 - пелит алевроитовый ($pe A$)
 4 - пелит (pe); 5-8 - вещественный состав осадков: 5 - крем-
 нисто-этмодискусковые, 6 - глинисто-карбонатные фораминиферовые,
 7 - глинисто-карбонатные кокколито-фораминиферовые, 8 - миопела-
 гические глины; 9-10 - примеси: 9 - радиолярий (а), диатомей (б);
 10 - пемзы; 11-15 - текстуры: 11 - полужидкая, текучая; 12 - тво-
 рожистая, рыхлая, 13 - скрытослоистая, 14 - однородная массивная,
 15 - пятнистая. Буквы под колонками: а - гранулометрический сос-
 тав, б - вещественный, в - текстуры.

тами пелитовыми, переходящими в нижних горизонтах (с 70 см) в мягкие, творожистые разности. До гор. 110 см осадки окисленные, по цвету серые с желтоватым оттенком, ниже — серые и темно-серые. Здесь же отмечается слабый запах сероводорода. Эмодискусовые осадки обнаружены также на поднятии Кюсю-Палау в пределах небольшой локальной впадины (ст. 2826, глуб. 3400 м) в верхней части колонки (гор. 0–27 см). Ниже они резко сменяются глинисто-карбонатными фораминиферовыми (гор. 27–35, 102–109 см) и кокколито-фораминиферовыми осадками. Осадки уплотненные, текстура скрытослоистая, пелитоморфная, по цвету светло-коричневые и темно-коричневые. Тонкодисперсные частицы представлены глинистыми минералами (сметит) и пелитоморфным кальцитом (обломки фораминифер и кокколиты). Песчано-алевритовая фракция в основном состоит из фораминифер, их обломков, в небольшом количестве встречается вулканокластика. Глинисто-кокколитовые и кокколитовые осадки подняты еще на двух станциях драгирования (ст. 2820, глуб. 4800 м и 2828, глуб. 4200 м). Обычно это слабоуплотненные, пятнистые серовато-коричневые осадки.

Нижние части склонов и подножья (восточное) хребта Кюсю-Палау занимают миопелагические глины. Это — мягкие, пластичные, в нижней части колонки 2827 уплотненные глины темно-коричневого цвета. В виде небольшой примеси содержат обломки радиолярий, диатомей, костный детрит, цеолиты (филлипсит), редко бурое и кислое стекло. В песчано-алевритовой фракции доминирует вулканопластика, цеолиты, эдафогенный обломочный материал. Аналогичный состав (в отдельных случаях с большим содержанием цеолитов) характерен для плотных литифицированных пелагических глин, покрытых, как правило, железомарганцевой коркой различной мощности. Подобные обломки осадочных пород подняты в большинстве станций драгирования.

Минеральный состав крупноалевритовой и песчаной фракций четвертичных не литифицированных осадков изучен на 9 станциях. Кроме того исследован минеральный состав вулканогенно-осадочных пород

туфов, туфобрекчий, туфопесчаников) — 5 образцов, а также единичные пробы (протопочки) пемз и базальтов.

В целом, минеральный состав изученных осадков хр. Кюсю-Палау отличается однообразием (табл. 5.3). В минеральном комплексе доминирует костный детрит, железомарганцевые микроконкреции (особенно на полигоне № 2), клинопироксены и магнетит. Более отчетливо специфика минеральных ассоциаций распознается при пересчете результатов анализов с вычетом рудных и аутигенных минералов, обломков пород и костного детрита (табл. 5.3). Прослеживается резкое преобладание клинопироксенов (47,6–89,5%) над гиперстеном (4,4–39,9%) и роговыми обманками (1–24,7%). Причем, характерно значительное преобладание клинопироксена над ортопироксенами ($K_o = 1,5 - 9,8$; с максимумом до 20,3% (ст. 2828) и магнетита над ильменитом для всех изученных проб. Минеральный состав с возрастом вниз по колонкам ст. 2826 и 2827) практически не изменяется: отмечается лишь некоторая тенденция увеличения содержания моноклиновых пироксенов и буро-зеленых роговых обманок и соответственно уменьшение концентраций гиперстена к верхней части колонок. Клинопироксены представлены свежими идиоморфными кристаллами авгита темно-зеленого цвета, часто с включениями и сростками с магнетитом и плагиоклазом, а также обломками кристаллов. Для многих зерен характерна рубашка из вулканического стекла, особенно хорошо заметная для кристаллов песчаной размерности. Облик кристаллов гиперстена, для которого характерен сильный плеохроизм, подобен клинопироксенам. Роговая обманка представлена свежими удлинёнными выколками и идиоморфными кристаллами буровато-зеленого (до бурого) цвета, иногда с реликтами рубашек из вулканического стекла, угол погасания $cNg = 6-13^\circ$, преобладает II-II⁰. В количестве от долей до первых процентов во всех пробах отмечаются апатит и эпидот, реже хлорит и слюды. На отдельных станциях в виде единичных знаков присутствуют циркон, сфен, гранат. Апатит, как правило, представлен короткопризматическими, реже сильноудлинёнными

Минеральный состав осадков и вулканогенно-осадочных пород
хр. Кюсю-Палау (фр. 0,1-0,05, уд. вес 2,89 г/см³)

номер станции	Четвертичные осадки							
	2820		2821		2824 (0-210)		2826 (35-45)	
	а	б	а	б	а	б	а	б
минерал								
1. Монокл. п-н	12,6	66,7	19,9	77,7	9,0	47,6	6,8	65,4
2. Ромб. пирокс.	2,1	11,1	2,0	7,9	2,2	11,4	1,6	15,4
3. Рог. обман. бур.-зел.	1,0	5,1	1,3	5,0	4,7	24,7	1,0	9,6
4. -" - бур.	ед.	ед.	-	-	0,4	1,9	-	-
5. Актин-т	-	-	-	-	-	-	-	-
6. Ильменит	0,6		ед.	-	0,4	-	0,2	-
7. Бур. рудные	0,7	-	3,9	-	1,6	-	2,0	-
8. Микроконкр.	25,0	-	47,9	-	-	-	-	-
9. Обл. пор.	9,9	-	4,6	-	2,7	-	-	-
10. Эпидот	0,4	2,0	0,7	2,9	0,9	4,8	0,4	3,8
11. Гранат	ед.	ед.	-	-	-	-	-	-
12. Циркон	-	-	-	-	0,2	0,9	-	-
13. Апатит	0,2	1,0	0,5	2,2	0,5	2,9	0,6	5,8
14. Сфен	-	-	ед.	ед.	-	-	-	-
15. Барит	2,7	14,1	0,4	1,4	-	-	-	-
16. Слюды	-	-	0,2	0,7	0,4	1,9	-	-
17. Костный д-т	44,8	-	18,4	-	64,0	-	87,4	-
18. Хлорит	-	-	0,2	0,7	0,2	1,0	-	-
19. Пирит	-	-	-	-	12,3	-	-	-
Ко	6,0		9,8		4,2		4,25	
Кр	0,06		0,05		0,31		0,11	

Четвертичные осадки													
2826 (45-66)		!	2826 (66-102)		!	2826 (109-120)		!	2827 (0-23)		!	2627 (23-40)	
а	б	!	а	б	!	а	б	!	а	б	!	а	б
24,6	54,4		36,7	68,4		17,4	74,6		22,0	69,6		15,2	50,3
16,5	36,5		11,4	21,3		3,9	16,7		7,0	22,2		12,1	39,9
1,0	2,3		3,4	6,3		0,4	1,6		1,6	5,2		0,3	1,0
-	-		0,2	0,4		-	-		-	-		-	-
0,15	0,3		-	-		-	-		-	-		0,16	0,5
8,7	-		7,8	-		1,3	-		1,6	-		0,3	-
1,6	-		0,8	-		0,9	-		13,8	-		6,9	-
-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
-	-		-	-		-	-		9,4	-		-	-
0,4	1,0		0,8	1,6		0,4	1,6		0,2	0,7		0,8	2,6
-	-		0,2	0,4		0,4	1,6		-	-		0,16	0,5
0,15	0,3		-	-		-	-		-	-		-	-
1,2	2,6		0,8	1,6		0,6	2,4		0,5	1,5		0,5	1,6
0,15	0,3		-	-		-	-		0,2	0,7		-	-
0,9	2,0		-	-		0,4	1,6		-	-		-	-
-	-		-	-		-	-		ед.	ед.		0,16	0,5
44,4	-		37,7	-		74,4	-		43,6	-		62,6	-
0,15	0,3		-	-		-	-		ед.	ед.		0,9	3,1
-	-		-	-		-	-		-	-		-	-
Ио	1,5		3,2			4,5			3,1			1,26	
Ир	0,02		0,07			0,02			0,05			0,02	

	Четвертичные осадки				! Вулканогенно-осадочные породы						
	2828		!	2830		!	2821-2		!	2823-4	
	а	б	!	а	б	!	а	б	!	а	б
1.	35,8	89,5		23,3	72,0		28,6	77,9		1,2	10,7
2.	1,8	4,4		3,7	11,4		3,4	9,1		ед.	ед.
3.	-	-		2,8	8,6		0,8	2,2		1,7	16,1
4.	-	-		-	-		0,8	2,2		-	-
5.	-	-		0,2	0,6		-	-		0,2	1,8
6.	4,6	-		4,3	-		1,0	-		32,6	-
7.	16,4	-		7,4	-		1,8	-		56,6	-
8.	-	-		6,3	-		24,7	-		-	-
9.	17,2	-		-	-		26,9	-		-	-
10.	2,4	6,1		1,5	4,5		0,8	2,2		0,2	1,8
11.	-	-		-	-		-	-		0,2	1,8
12.	-	-		-	-		-	-		-	-
13.	ед.	ед.		0,4	1,1		2,2	5,9		6,6	60,7
14.	-	-		-	-		0,2	0,5		-	-
15.	-	-		0,3	1,1		-	-		-	-
16.	-	-		0,2	0,6		-	-		0,2	1,8
17.	21,7	-		49,7	-		8,9	-		-	-
18.	-	-		-	-		-	-		0,6	5,4
19.	-	-		-	-		-	-		-	-
Ко	20,3			6,3			8,56			-	
Кр	-			0,10			0,05			-	

Вулканогенно-осадочные породы									
2828-2-1			2829-1			2830-2-2			2832
а	б	!	а	б	!	а	б	!	а
1.	42,0	66,3	48,6	84,6		66,5	96,9		66,7
2.	5,6	8,8	4,6	7,9		1,8	2,7		12,3
3.	8,2	12,9	1,5	2,6		-	-		14,0
4.	1,5	2,4	1,0	1,8		-	-		-
5.	0,4	0,7	-	-		-	-		-
6.	25,0	-	24,3	-		1,8	-		6,6
7.	6,7	-	12,4	-		23,4	-		-
8.	-	-	-	-		-	-		-
9.	-	-	-	-		6,2	-		-
10.	1,5	2,4	1,5	2,6		-	-		-
11.	-	-	-	-		-	-		-
12.	-	-	0,25	0,4		-	-		-
13.	3,4	5,4	-	-		0,3	0,4		0,4
14.	0,2	0,3	-	-		-	-		-
15.	-	-	-	-		-	-		-
16.	0,4	0,6	-	-		-	-		-
17.	5,0	-	5,8	-		-	-		-
18.	-	-	-	-		-	-		-
19.	-	-	-	-		-	-		-
Ko	7,5		10,7			-			5,4
Kp	0,18		0,05			-			0,15

Примечание: Четвертичные осадки: 2820 - глинисто-кокколитовые кокколитовые; 2821 - миопелагическая глина с примесью цеолитов; 2824 - этмодискусовые; 2826 - глинисто-кокколито-фораминиферовые; 2827 - миопелагическая глина; 2828 - глинисто-кокколитовые; 2830 - миопелагическая глина. Вулканогенно-осадочные породы: 2821-2 - туф; 2823-4 - туфобрекчия; 2828-2-I - туфобрекчия цеолитизированная; 2829 - I - туф цеолитизированный; 2830 - туфопесчаник; 2832 - пем-за кислая.

Ко = клинопироксен/ортопироксен

Кр = $\frac{\text{Роговая обманка}}{\text{клинопироксен+ортопироксен+роговая обманка}}$

а - без пересчета; б - исключены темные и бурые рудные,
Fe-Mn - микроконкреции, пирит, обломки пород, костный детрит.

и, совершенно прозрачными и свежими кристаллами. Специфическим минералом ассоциации является барит, присутствующий на ст. 2820, 2821 и 2826 в количестве от долей процента до 14,1%. Он представлен уплощенными бесцветными кристаллами и их сростками.

Суммируя сведения по характеру минеральных ассоциаций и типоморфным особенностям минералов можно заключить, что основное влияние на формирование состава четвертичных осадков хребта Кюсю-Палау оказала островодужная пирокластика, прежде всего поступающая в виде пемз. Сравнение среднего минерального состава осадков района с составом тяжелой фракции протолок из кислых пемз (ст. 2832) показало на их полную идентичность (табл. 5.3). В пемзах лишь в более высоких концентрациях присутствует роговая обманка, что вызвано, вероятно, большей механической дробимостью роговых обманок по плоскостям спайности по сравнению с пироксенами. Влияние местного (эдафогенного источника) обломочного материала на формирование минеральных ассоциаций рыхлых осадков по всей вероятности не значительно. К эдафогенным компонентам можно отнести часть клинопироксенов, отличающихся по своим оптическим и типоморфным особенностям от клинопироксенов пемзовой ассоциации, а также барит, обломки измененных пород, цеолиты и редкие зерна эпидота, хлорита. Повышенное количество эдафогенного материала отмечается в осадках ст. 2828, где резко преобладает клинопироксен ($K_o = 20,3$), приближаясь по этому показателю к вулканогенно-осадочным породам (табл. 5.3). Кроме того, значительное количество клинопироксенов представлено светло-зелеными зернами, трещиноватыми, часто деформированными, сложносдвойникованными с неполным, мозаичным, веерным погасанием. Близкие им по оптическим свойствам клинопироксены встречаются также в базальтах полигона (ст. 2822, протолочка).

Минеральный состав литифицированных вулканогенно-осадочных пород, поднятых со склонов хребта, в целом близок составу четвертичных осадков: доминирует роговообманково-гиперстен-ильменит-магне-

т-клинопироксеновая ассоциация при резком преобладании трех последних минералов (табл. 5.3). По сравнению с ассоциациями четвертичных осадков они отличаются: а) более высоким содержанием клинопироксенов (до 96,9%) и низким ортопироксенов (в среднем в 2 раза ниже); б) значительным преобладанием клинопироксенов над ортопироксенами, Ko в среднем равно 15,9, что в 3-4 раза выше соответствующего коэффициента в четвертичных осадках; в) повышенным содержанием ильменита (до 20%), хотя и не для всех образцов; г) практически полным отсутствием костного детрита (в единичных пробах до 5-9%); д) повышенным содержанием апатита; е) типоморфными особенностями минералов, прежде всего отсутствием рубашек из вулканического стекла. Резко отличается минеральный состав осадочных брекчий ст. 2823, поднятых на щитовом вулкане, в котором преобладают ильменит, бурые рудные и апатит. Содержание последнего в пересчете на прозрачные минералы достигает 60,7%. Содержание клинопироксенов в этой пробе снижается в 6-8 раз по сравнению с остальными образцами вулканогенно-осадочных пород. Ортопироксен имеет резко подчиненное значение — единичные зерна (табл. 5.3.)

Плато Урданета (полигон - 3)

У подножия склона возвышенности Урданета (ст. 2836, глуб. 4950 м) трубкой подняты алевроитово-пелитовые осадки темно-коричневого цвета с мощным прослоем пепловой пирокластика (гор. 16-25 см). По всей колонке, особенно в ее верхней части, в заметном количестве присутствует вулканокластический материал, представленный бесцветным вулканическим стеклом. Песчано-алевритовая фракция почти полностью представлена этим материалом, лишь в виде примеси отмечаются плагиоклазы и радиолярии. В составе тяжелой фракции доминируют клинопироксены (18,1-27,9%) и буро-зеленые роговые обманки (59,8-72,8%). Отношение клинопироксен / ортопироксен изменяется от 3,2 до 4,5, увеличиваясь в поверхностных горизонтах до 15,2 (табл. 5.4). Среди черных рудных минералов резко преобладает магнетит.

Минеральный состав тяжелой фракции осадков района возвышенности Урданета (фр. 0,1 - 0,05 мм, в %)

№станции	2836(0-16)		2836(16-25)		2836(25-50)		2836(50-79)	
минерал	а	б	а	б	а	б	а	б
1. Монокл. п-н	23,3	24,4	25,8	27,9	17,7	18,1	25,3	27,5
2. Ромб. п-н	1,6	1,6	6,6	7,1	3,9	4,0	7,8	8,5
3. Рог. обман. буро-зел.	66,0	69,0	55,2	59,7	70,9	72,8	53,2	57,8
4. бурая	1,3	1,4	2,2	2,4	2,8	2,9	3,0	3,3
5. Тремолит	0,26	0,27	-	-	-	-	-	-
6. Ильменит	0,5	-	3,4	-	0,5	-	1,6	-
7. Бурые рудные	1,0	-	0,5	-	0,5	-	1,8	-
8. Микроконкр.	-	-	-	-	-	-	-	-
9. Обл. пород	2,9	-	3,6	-	1,5	-	4,4	-
10. Эпидот	1,0	1,1	0,94	1,06	0,5	0,5	1,4	1,5
11. Апатит	1,0	1,1	1,0	1,1	1,3	1,3	1,2	1,3
12. Андалузит	0,26	0,27	0,24	0,26	-	-	-	-
13. Слюда	0,8	0,8	0,5	0,5	0,26	0,27	0,23	0,25
14. Костный детрит	-	-	-	-	-	-	ед.	ед.
K_o	15,25		3,9		4,53		3,23	
K_p	0,73		0,64		0,77		0,63	

Примечание: а - содержание минералов без пересчета на прозрачные минералы; б - с пересчетом на прозрачные минералы (исключены темные и бурые рудные, Fe-Mn, микроконкреции, обломки пород, костный детрит).

№ станции	2835-1		2835-2		2834-2	
Минерал	а	б	а	б	а	б
1. Монокл. п-н	74,6	78,7	32,2	34,0	27,4	59,0
2. Ромб. п-н	-	-	5,0	5,2	0,4	0,8
3. Рог. обм. буро-зел.	17,9	18,9	53,9	56,9	1,2	2,5
4. Рог. обм. бурая	1,15	1,2	1,2	1,3	-	-
5. Тремолит	-	-	-	-	-	-
6. Ильменит	0,6	-	1,8	-	3,1	-
7. Бурые рудные	1,15	-	0,6	-	35,4	-
8. Микроконкрец.	1,15	-	-	-	-	-
9. Обл. породы	1,7	-	2,8	-	14,6	-
10. Эпидот	-	-	0,9	1,0	-	-
11. Апатит	1,15	1,2	0,9	1,0	13,6	29,3
12. Андалузит	-	-	-	-	-	-
13. Слюды	-	-	0,6	0,6	0,4	0,8
14. Костный детрит	0,6	-	-	-	0,4	-
15. Иддингсит	-	-	-	-	0,6	1,3
16. Барит	-	-	-	-	2,9	6,3
Ко	-		6,54		68,5	
Кр	0,20		0,60		0,04	

Примечание: четвертичные рыхлые осадки: обр. 2836 - подножье возвышенности; 2835-2 - склон возвышенности. Древние литифицированные отложения с Мп - коркой: обр. 2835-1, 2834-2.

Специфической особенностью рассматриваемого минерального комплекса является наличие базальтической роговой обманки (I, I-3,3%) с сильным плеохроизмом в красновато-бурых тонах (по Ng). В виде небольшой примеси отмечаются апатит, эпидот, биотит и единичные зерна андалузита. Характерно, что значительная часть зерен пироксенов и роговых обманок имеют рубашки из вулканических стекол.

Состав литифицированных осадков, как правило, бронированных мощной железо-марганцевой коркой (ст. 2834, 2835), несколько иной. Здесь резко преобладают клинопироксены (до 78,7%), а на ст. 2834 (обр. 2834-2) наряду с зеленовато-коричневыми клинопироксенами (титанистый авгит?) отмечается повышенное содержание апатита (до 29%). Роговая обманка практически отсутствует. Встречаются также угловатые обломки красно-коричневого илдингсита.

Из вторичных аутигенных минералов следует отметить барит (обр. 2834-2), находящийся в виде тонких, хрупких пластинок и листоватых кристаллов и их сростков (до 6,3%). В легкой фракции доминируют смектитизированные обломки базальтов, встречаются друзы и ооиды вторичного кварца.

Некоторые выводы

1. Формирование минерального комплекса осадков хребта Кюсю-Палау происходило в основном за счет островодужной вулканокластичности, прежде всего пемзовой. Доминирует магнетит, ильменит и клинопироксен, при резко подчиненной роли роговых обманок и ортопироксенов.

2. Состав литифицированных вулканогенно-осадочных пород стратовулканов (олигоцен) в целом близок составу четвертичных осадков, однако клинопироксен-ортопироксеновые отношения в 3-4 раза выше.

3. Литифицированные осадочные породы щитовых вулканов (ст. 2823) резко отличаются по минеральному составу от осадочных образований стратовулканов. В тяжелой фракции осадочных пород со щитовых вулканов резко преобладают ильменит, бурые рудные и апатит. Сoder-

кание клинопироксена составляет первые проценты. Ортопироксен имеет резко подчиненное значение по отношению к клинопироксену — встречается в единичных зернах.

4. Западная часть Филиппинского моря (район возвышенности Урданета) находится под влиянием привноса аллохтонной вулканокластичности (пепловой), поступающей с эпиконтинентальных островных дуг (вероятнее всего, с Филиппинских островов), в минеральной ассоциации которой доминирует кислое вулканическое стекло и роговая обманка. Минеральный комплекс литифицированных дочетвертичных осадков образован главным образом местным обломочным материалом (апатит-магнетит-клинопироксеновая ассоциация при резко подчиненной роли амфиболов).

6.1. Цель и задачи исследований

Длительные наблюдения с ИСЗ в видимом и инфракрасном участках спектра позволили изучить распределение поля облачности над земным шаром, исследовать его пространственные и временные вариации. Существенно меньший объем данных накоплен об изменчивости водозапаса облаков и интенсивности осадков — особенно в области масштабов от единиц до нескольких десятков километров. Сведения о содержании капельной влаги в атмосфере необходимы для решения широкого круга задач (взаимодействие океана и атмосферы, изменение климата, перенос излучения в атмосфере и др.). Характеристики облачности и осадков (а также данные о паросодержании) должны быть также известны при проведении измерений уровня поверхности океана методом спутниковой альтиметрии, при оценке поля приводного ветра по результатам спутникового радиолокационного зондирования. Детальная количественная информация о структуре полей облачности и осадков может быть получена при радиофизических измерениях с бортов нис. Особую важность представляют тропические работы Мирового океана, где отмечаются мощная облачность и ливневые осадки большой интенсивности, которые вызывают заметное поглощение и рассеяние СВЧ излучения, а следовательно, рост погрешностей оценки уровня поверхности океана и скорости приводного ветра.

В связи со сказанным основные задачи исследований заключались в изучении пространственно-временной изменчивости содержания в атмосфере мелкокапельной (облака) и крупнокапельной (дожди) фракций влаги, в оценке водозапаса облаков и интенсивности осадков по данным сверхвысокочастотного (СВЧ) радиометрического зондирования.

6.2. Краткая характеристика измерительной аппаратуры

Параметры облачности и осадков изучались в рейсе по их собственному радиотепловому излучению, прием которого осуществлялся

167

СВЧ – радиометром с рабочей длиной волны $\lambda = 2,3$ см (частота ~ 13 ГГц). СВЧ – радиометр представляет собой высокочувствительный супергетеродинный приемник модуляционного типа с преобразователем частоты на входе, предназначенный для регистрации шумового излучения. Флуктуационный порог чувствительности радиометра при постоянной времени T_c равен $\sim 0,2-0,3$ К. Ширина диаграммы направленности рупорной антенны радиометра составляет $\sim 8 \times 8$ градусов. Выходные сигналы фиксировались на ленте самописца КСПП4-014.

Конструктивно радиометр состоит из двух блоков – сверхвысоко-частотного (СВЧ) и низкочастотного (НЧ), соединенных кабелем длиной 10 м. НЧ – блок, источник питания (Б5-48) и самописец были размещены в лаборатории промера. СВЧ – блок был установлен у левого борта на верхнем мостике (высота над уровнем моря ~ 9 м), соединительный кабель пропускаться через приоткрытый иллюминатор.

Для оценки пространственного распределения зон мощной облачности и осадков использовалась штатная навигационная аппаратура судна (РЛС "Океан" и "Наяда").

6.3. Методика измерения радиотеплового излучения атмосферы

Оценка параметров гидрометеоров (облаков и дождей) проводилась путем измерения их радиояркостного контраста $\Delta T_{\text{Я}} = T_{\text{Я}}^{\Gamma} - T_{\text{Я}}^{\text{Я}}$ на фоне ясного неба ($T_{\text{Я}}^{\text{Я}}$) при одном и том же угле места θ .

При $\theta \geq 10^\circ$ для $\Delta T_{\text{Я}}(\theta)$ справедливо следующее выражение

$$T_{\text{Я}}(\theta) = T_{\text{эф}} e^{-\tau^{\text{Я}} \cos \theta} [1 - e^{-\Delta \tilde{\tau}(\theta)}], \quad (6.1)$$

где $T_{\text{эф}}(\theta) = T_0 - (15-20)$ – эффективная температура атмосферы, T_0 – температура воздуха на уровне установки СВЧ-блока, $\tau^{\text{Я}}$ – интегральное поглощение безоблачной атмосферы в зените, $\Delta \tilde{\tau}(\theta) = \tilde{\tau}^{\Gamma}(\theta) - \tilde{\tau}^{\text{Я}}(\theta)$ – разность интегральных поглощений атмосферы с гидрометеорами и безоблачной.

Из соотношения (6.1) имеем

$$\Delta \tau(\theta) = - \ln \left[1 - \frac{\Delta T_{\text{я}}(\theta)}{T_{\text{эф}}} e^{\tau_{\text{ссс}}^{\text{я}}} \right]. \quad (6.2)$$

В безоблачной атмосфере $\tau^{\text{я}}$ складывается из поглощения в кислороде $\tau_{\text{O}_2} = 0,009$ и в водяном паре $\tau_{\text{H}_2\text{O}} = (3,4-3,7) \cdot 10^{-4} W$, где W - паросодержание атмосферы в кг/м^2 . Вариации W в тропической атмосфере лежат в пределах $25-60 \text{ кг/м}^2$, что позволяет определить изменчивость $\tau^{\text{я}}$. Оценки показывают, что ввиду малости значений τ_{O_2} и $\tau_{\text{H}_2\text{O}}$ их изменчивостью можно пренебречь и при расчете $\Delta \tau$ по формуле (6.2) использовать в тропической зоне среднее значение $\tau^{\text{я}} = 0,025$.

Большая часть измерений в рейсе была выполнена при ориентации антенны под углом $\theta = 45^\circ$ ($\text{ссс}\theta = 1,41$). Для этого случая и в предположении, что $T_{\text{эф}} = 285 \text{ К}$ получим следующую расчетную формулу

$$\Delta \tau(45) = - \ln(1 - 0,0365 \Delta T_{\text{я}}). \quad (6.3)$$

Если осадки отсутствуют (или же они носят характер мороси, когда диаметр капелек мал), значения $\Delta \tau$ используются для оценки интегральной водности облаков Q (или суммы Q и водосодержания слоя осадков) на луче зрения, так как

$$Q = \Delta \tau / \gamma_{\text{обл}}(t_{\text{обл}}),$$

где $\gamma_{\text{обл}}(t_{\text{обл}})$ - коэффициент поглощения в облаках, нормированный на единицу водозапаса (кг/м^2). Значения $\gamma_{\text{обл}}$ спадают с увеличением температуры облачных капелек $t_{\text{обл}}$.

Коэффициент поглощения в облаках на $\lambda = 2,3 \text{ см}$

$t_{\text{обл}}, ^\circ\text{C}$	-20	-10	0	+10	+20
$\gamma_{\text{обл}}, \text{м}^2/\text{кг}$	0,072	0,050	0,036	0,027	0,022

Значения $t_{\text{обл}}$ задаются с учетом наблюдаемых форм облачности.

Для оперативной оценки водозапаса облаков можно воспользоваться семейством кривых, представленных на рис. 6.1. На оси ординат указано два масштаба - для определения значений Q на луче зре-

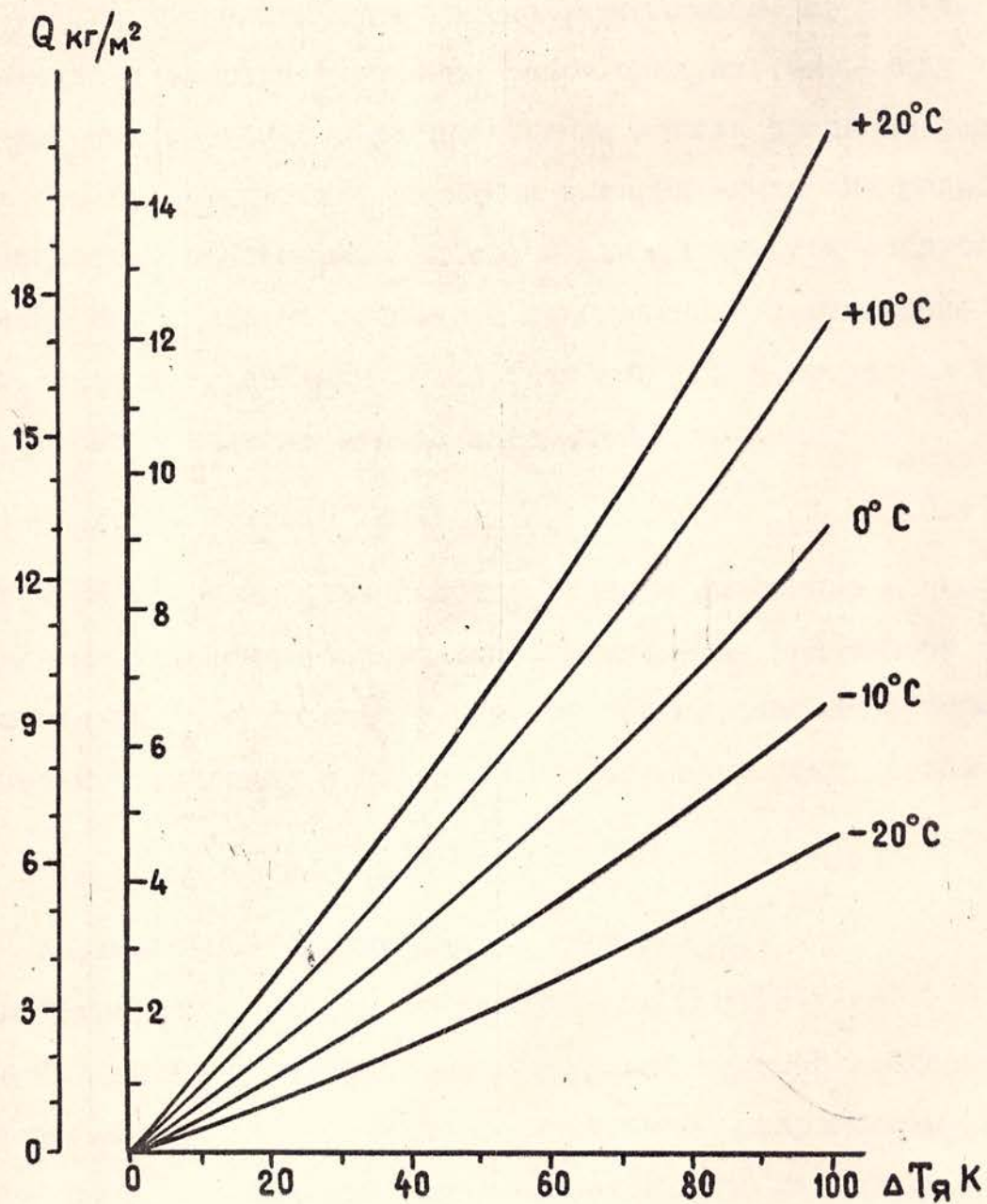


Рис. 6.I. Зависимости между водозапасом облаков на луче зрения и в зените от приращения яркостной температуры атмосферы на луче зрения ($\theta = 45^\circ$)

ния и в зените для случая наблюдений под углом $\theta \approx 45^\circ$ в предположении горизонтальной однородности облачного слоя.

С увеличением интенсивности дождя I размер капель возрастает, что вызывает рассеяние СВЧ-излучения. Расчеты переноса СВЧ-излучения с учетом рассеяния существенно усложняются. Из результатов теоретических и экспериментальных работ следует, что ввиду отсутствия априорных сведений о распределении капель дождя по размерам и других его характеристик, вариации которых влияют на радиояркостную температуру атмосферы, при оценке интенсивности осадков целесообразно применять не точные, а приближенные соотношения.

Найденное по уравнению (6.2) значение $\Delta\tau$ в ситуациях с осадками может быть записано в виде следующей суммы

$$\Delta\tau = \gamma_{\text{обл}}(t_{\text{обл}})Q + \tau_{\text{д}}. \quad (6.4)$$

Чтобы найти поглощение в дожде, задаем на основе априорных данных для наблюдаемых форм облачности значения водозапаса и температуры облака, что позволяет оценить первое слагаемое формулы (6.4). Связь ослабления в дожде с его интенсивностью дается выражением

$$\tau_{\text{д}} = \alpha \Delta h \bar{I}^\beta, \quad (6.5)$$

где Δh — вертикальная протяженность слоя дождя.

При температуре капель дождя 20°C $\alpha = 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-3}$, $\beta = 1,2$. Значение Δh можно оценить по высоте уровня нулевой изотермы.

Оценка интенсивности дождя по измеренным приращениям радиояркостности при $\text{SSC} = 1,4$ может быть произведена по расчетным кривым (рис. 6.2), построенным для ряда значений Q и Δh . При $\Delta T_{\text{я}} > 245 - 250 \text{ К}$ (что характерно для сильных осадков) погрешность в определении интенсивности дождя увеличивается из-за роста производной $\partial(\Delta\tau)/\partial T_{\text{я}}$. Поэтому любые факторы, снижающие точность определения $T_{\text{я}}$ (например, ошибки калибровки), а также неопределенности в описании зависимости $\Delta\tau$ от $T_{\text{я}}$ (связанные, в частности, с определе-

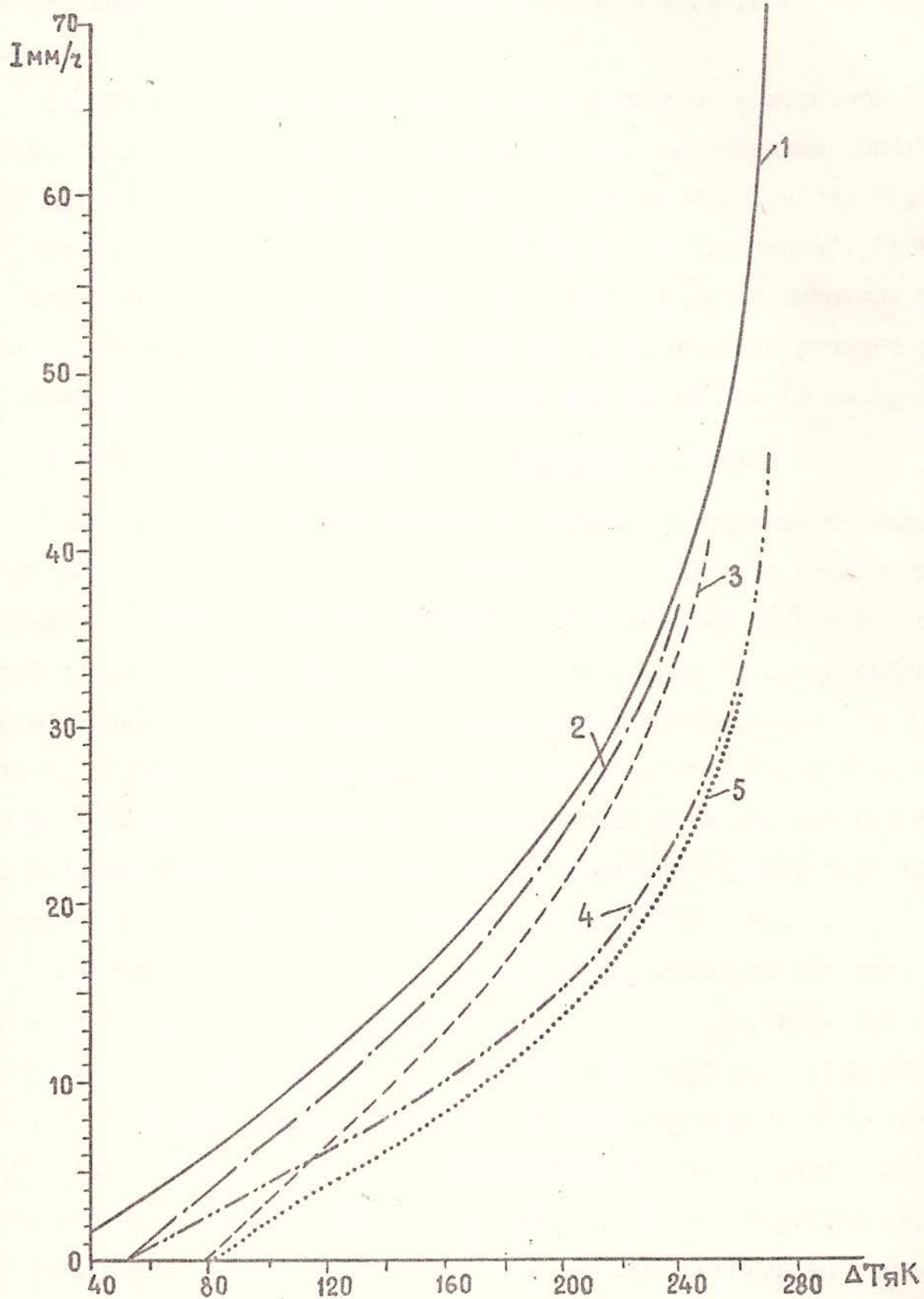


Рис. 6.2. Зависимость между интенсивностью дождя и приращением яркостной температуры атмосферы: 1-3 - $\Delta h = 3$ км, 4,5 - $\Delta h = 5$ км; 1 - $Q = 3$ кг/м², 2,4 - $Q = 5$ кг/м², 3,5 - $Q = 8$ кг/м²

172
нием эффективной температуры атмосферы с учетом эффектов рассеяния), могут привести к заметным погрешностям в значениях I . Это следует иметь в виду при последующем анализе экспериментальных данных.

Радиолокационные наблюдения в зависимости от конкретной ситуации проводились на шкалах от 8 до 32 км с включенными неподвижными кругами дальности для определения расстояния. Тумблер "осадки" ставился в положение "выкл", а регулировки "усиление", "яркость" и "помехи от моря" использовались для получения на индикаторе изображения хорошего качества. При сильных осадках из-за резкого роста ослабления на $\lambda = 3$ см зондирование велось на $\lambda = 10$ см.

6.4 Результаты исследования облачности и осадков

Радиофизические исследования атмосферы проводились по маршруту движения судна с 17 мая по август 1990 г. За это время было выполнено 10 сеансов СВЧ-радиометрических измерений на $\lambda = 2,3$ см общей продолжительностью > 300 ч. Несколько раз регистрировалось радиотепловое излучение морской поверхности для изучения его вариаций, обусловленных изменением ее шероховатости. Судовая навигационная РЛС использовалась при изучении гидрометеоров эпизодически. Над районом работ судна на Сейшельском полигоне 24 июня было осуществлено зондирование РЛС бокового обзора с ИСЗ "Океан".

Измерения радиотеплового излучения гидрометеоров начались 19 мая в Бискайском заливе ($46^{\circ}40'$ с.ш., $7^{\circ}02'$ з.д., курс 208° в 12ч00 мин). Антенна радиометра была ориентирована под углом места $\theta = 30^{\circ}$. Облачный массив небольшого циклона состоял из слоистых (St), слоисто-кучевых (Sc) и слоисто-дождевых (Ns) облаков, из которых выпадали осадки слабой интенсивности. Ветер отсутствовал, что позволяет, зная скорость судна (13 узлов), оценить линейные размеры, неоднородностей водозапаса облаков Q . Профиль радиояростной температуры (рис. 6.3а) имеет изрезанный характер. Значения ΔT_{λ} возрастают к центру массива, где в максимуме $\Delta T_{\lambda \text{ макс}} =$

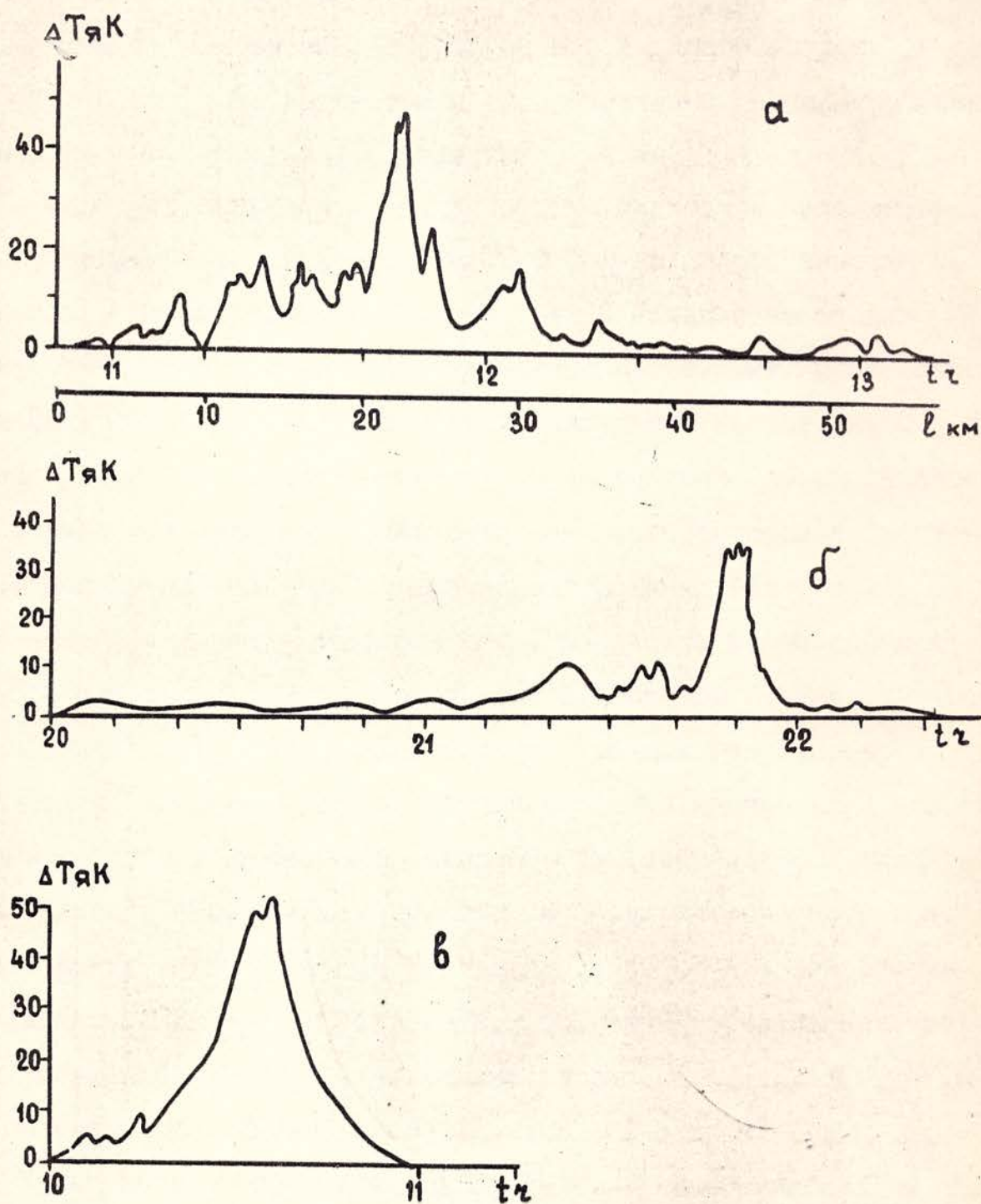


Рис. 6.3. Вариации яркостной температуры атмосферы при пересечении
 а) небольшого циклона 19 мая в Бискайском заливе ($\theta = 30^\circ$);
 б) поля слоистой облачности и зоны слабых осадков из Св 22 июня на Сейшельском полигоне и в) одиночного кучево-
 дождевого облака 9 июля в Малаккском проливе

48 К. Полагая, что вклад в излучение крупных капель мал, а температура облачных капель равна $+10^{\circ}\text{C}$, находим $Q_{\text{макс}} \approx 3,5-4 \text{ кг/м}^2$. При удалении от центра массива значения водозапаса спадают до значений $< 0,3-0,5 \text{ кг/м}^2$. Характерный горизонтальный размер пространственных неоднородностей Q составляет $\sim 1-4 \text{ км}$.

По маршруту движения судна вплоть до подхода к Сейшельскому полигону облачности с водозапасом $Q > 0,5-1 \text{ кг/м}^2$ практически не наблюдалось. Мощные кучево-дождевые облака ^(СВ) и ливневые осадки впервые отмечались 9 июня перед заходом в п.Виктория. После захода в п.Виктория было зарегистрировано излучение нескольких Св, находящихся в разных стадиях развития. Представление об изменчивости $T_{\text{я}}$ в условиях сплошной облачности дает четырехчасовой фрагмент записи, полученной 23 июня во время драгирования (рис. 6.4). По визуальным наблюдениям, интенсивность дождя была небольшой даже в области с максимальными приращениями $T_{\text{я}}$. Из этого следует, что основной вклад в $T_{\text{я}}$ дает мелкокапельная фракция гидрометеоров. Этот вывод подтверждают и радиолокационные наблюдения на $\lambda = 3 \text{ см}$, согласно которым зоны высокой отражаемости (зоны сильных осадков) располагались в стороне от плоскости СВЧ радиометрического зондирования. Между ~ 12 и $13 \text{ ч } 40 \text{ мин}$ дождя не было, а затем отмечались осадки в виде мороси. Для оценки значений водозапаса воспользуемся зависимостями, представленными на рис. 6.1. При $\Delta T_{\text{я}} \approx 10-30 \text{ К}$ (большая часть данных после 12 ч) $Q \approx 1-3 \text{ кг/м}^2$ (при $t_{\text{обл}} = 10^{\circ}\text{C}$). Узкие выбросы на профиле $\Delta T_{\text{я}}$ между $11 \text{ ч } 40 \text{ мин}$ и $11 \text{ ч } 55 \text{ мин}$, скорее всего, вызваны дождем. Приращения, обусловленные облачностью, по-видимому, составляют здесь $60-80 \text{ К}$, что при $t = 0^{\circ}\text{C}$ дает $5-7 \text{ кг/м}^2$. Тогда при высоте слоя осадков $\Delta h = 3-5 \text{ км}$ максимальная интенсивность дождя составит от $13-18$ до $5-8 \text{ мм/ч}$ (рис. 6.2).

Чаще во время рейса наблюдались менее протяженные облачные массивы, регистрировалось излучение отдельных кучево-дождевых облаков, изолированных дождевых ячеек. Вокруг Св отмечалась облач-

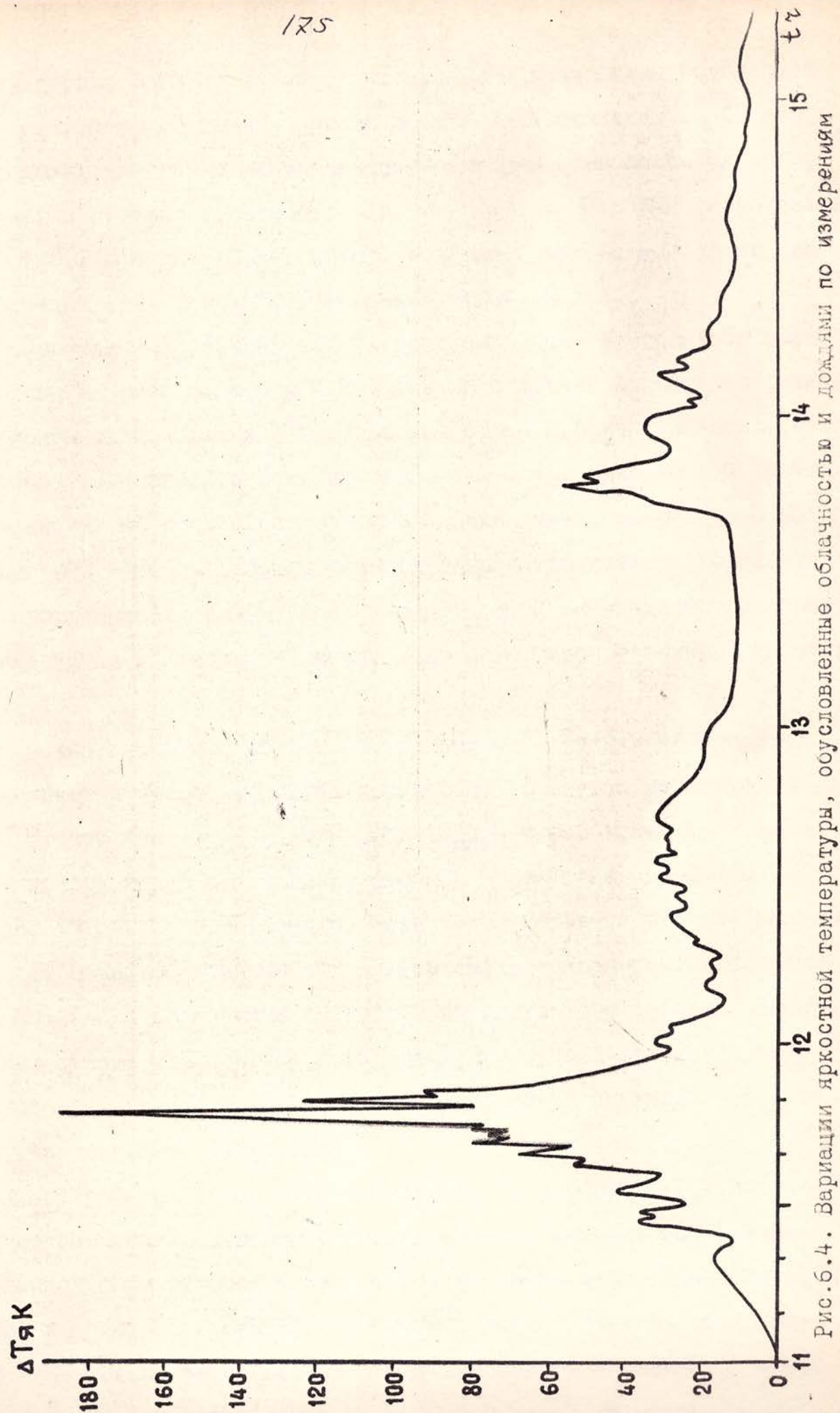


Рис. 6.4. Вариации яркостной температуры, обусловленные облачностью и дождями по измерениям во время дрейфа 23 июня на Сейшельском полигоне

ность других форм со значительно меньшими значениями водозапаса. Так, например, 22 июня во время дрейфа на протяжении 1ч 40 мин в пределах диаграммы направленности антенны отмечалась слоисто-кучевая и кучевая облачность (Sc, Cu, Cu med, Cu cong) с водозапасом от 0,1-0,4 до $\sim 0,8-1$ кг/м², а затем кучево-дождевая со слабым дождем ($Q = 3$ кг/м², $I \approx 1$ мм/ч) (рис. 6.3б).

Профили $\Delta T_{\text{я}}$ изолированных дождевых ячеек и мощных Св представлены на рис. 6.5а,б и 6.3в. Для Св с дождем характерны большие градиенты радиояркости и треугольная форма профиля. Полагая, что водозапас Св равнялся 5 кг/м², а $\Delta h = 3-5$ км, находим $I \approx 14-9$ мм/ч (для ячейки на рис. 6.5а) и $I \approx 9-6$ (для ячейки на рис. 6.5 б). На экране РЛС "Наяда" размер области с ярким радиоэхо (горизонтальная протяженность зоны дождя) в направлении СВЧ-радиометрического зондирования составлял ~ 2 мили, что согласуется с шириной профиля $\Delta T_{\text{я}}$.

В развивающемся облаке Св, из которого осадки не выпадают, радиояркость растет не столь круто (рис. 6.3в). В максимуме $\Delta T_{\text{я}} \approx 50$ К, что при $t_{\text{обл}} = 10^\circ\text{C}$ дает $Q_{\text{макс}} \approx 5,5$ кг/м².

По сравнению с Индийским океаном атмосферные процессы в Тихом океане (в районе работ судна) были более активны, что проявлялось в более развитой конвекции, большем балле облачности, в повышенных значениях водозапаса облаков и интенсивности осадков. Конвективные облака наблюдались в разное время суток, однако, в послеполуденное и вечерние часы мощность облаков и интенсивность осадков, как правило, были выше.

На графиках (рис. 6.6а,б) изображены профили $\Delta T_{\text{я}}$, полученные при пересечении диаграммной направленности антенны СВЧ-радиометра различных форм кучевой облачности в утренние часы. Значения Q облаков Cu med не превышали 0,5 кг/м². Мощная кучевая облачность (Cu cong) характеризовалась более высокими значениями $Q = 0,6 - 1$ кг/м². Еще выше водозапас Св $Q > 1,5-2$ кг/м². В максимуме $\Delta T_{\text{я}} \approx$

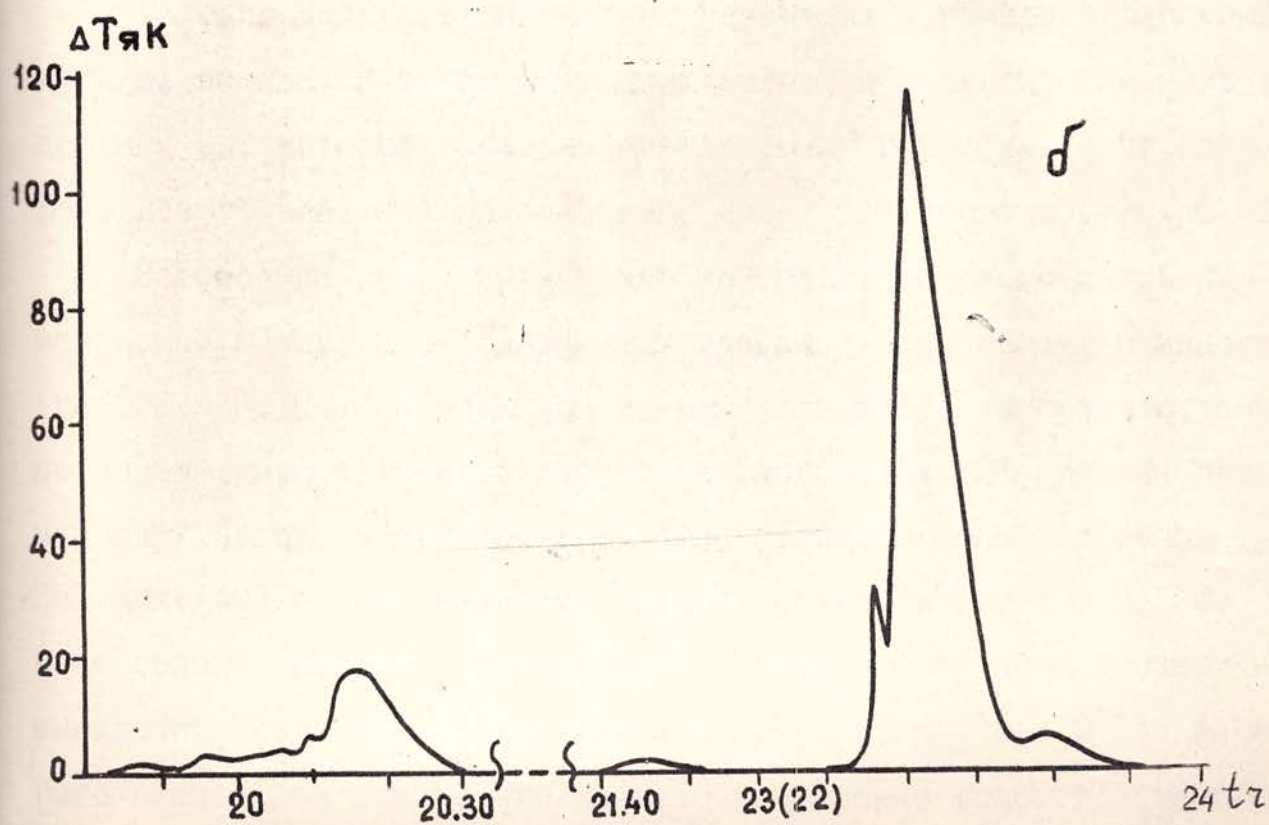
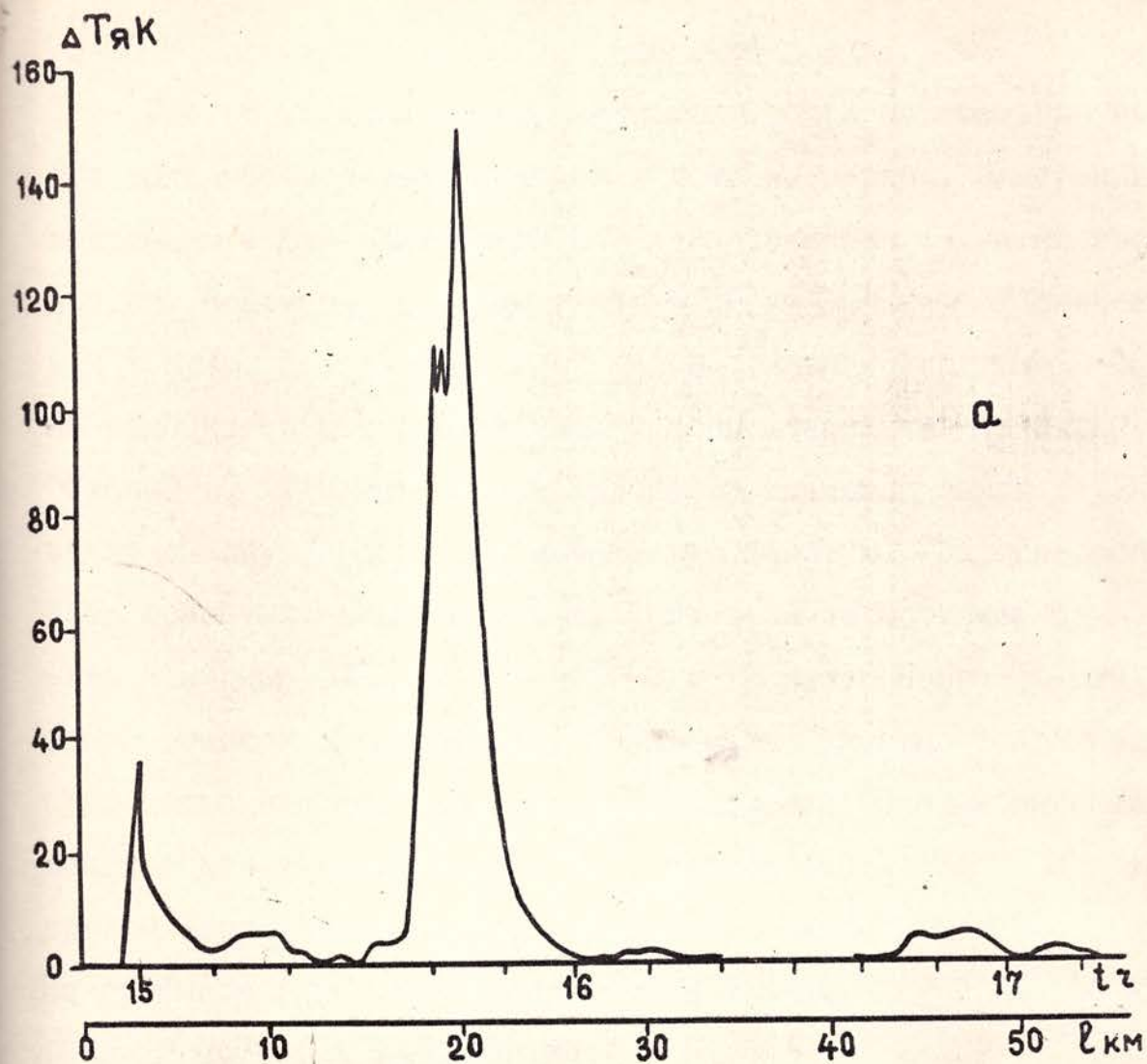


Рис. 6.5. Профили яркостной температуры изолированных дождевых ячеек и Св по измерениям 2 июля в Индийском океане

70-90 К; из этих облаков уже выпадали дожди.

Рис. 6.7 иллюстрирует вариации $T_{\text{я}}$ при пересечении поля сплошной облачности и зоны осадков в вечернее время. Измерения были выполнены в Южно-Китайском море при движении судна на восток-юго-восток. Водозапас облачности до ~ 50 км менялся от значений, близких к нулю, до $\sim 3-3,5$ кг/м². На протяжении следующих ~ 20 км судно находилось в пределах мощной зоны конвекции. На экране РЛС "Океан" ($\lambda = 10$ см) область высокой радиолокационной отражаемости имела вытянутую форму, напоминающую занятую. Область располагалась преимущественно слева от судна, имела протяженность более 8 миль и ширину $\sim 1,5-2$ мили (в 20 ч 17 мин). Через 15 мин площадь зон с высокой отражаемостью (два очага) заметно сократилась, что свидетельствовало о диссипации облачности. Оценим интенсивность осадков для двух значений $\Delta T_{\text{я}}$, равных 140 и 175 К. И в том и в другом случае будем считать, что $Q = 5$ кг/м², а $\Delta h = 3$ и 5 км. Из графиков (рис. 6.2) имеем $I = 12$ и 8 мм/ч ($\Delta T_{\text{я}} = 140$ К) и $I = 18$ и 12 мм/ч ($\Delta T_{\text{я}} = 175$ К).

Условия для развития мощной конвекции к вечеру реализовывались не всегда. В таких ситуациях регистрировалось излучение отдельных Св, которые обладали значительным яркостным контрастом на фоне ясного неба или облачности с малым водозапасом (рис. 6.6в).

Рассмотрим результаты измерений радиотеплового излучения конвективной облачности с ливневыми осадками большой интенсивности (рис. 6.8-6.10). Размеры зон сильных осадков, как правило, заметно меньше, чем у осадков слабой интенсивности. 23 июля на протяжении двух часов СВЧ-радиометром было зафиксировано излучение трех Св, находящихся на различных стадиях развития (рис. 6.8). Из первого облака, которое наблюдалось на фоне ясного неба, осадки не выпадали. Водозапас его достигал 6 кг/м² ($t_{\text{обл}} = +10^{\circ}\text{C}$). Из второго облака шел дождь, что вызвало увеличение яркостной температуры более, чем на 200 К. Облако перемещалось под прямым углом к

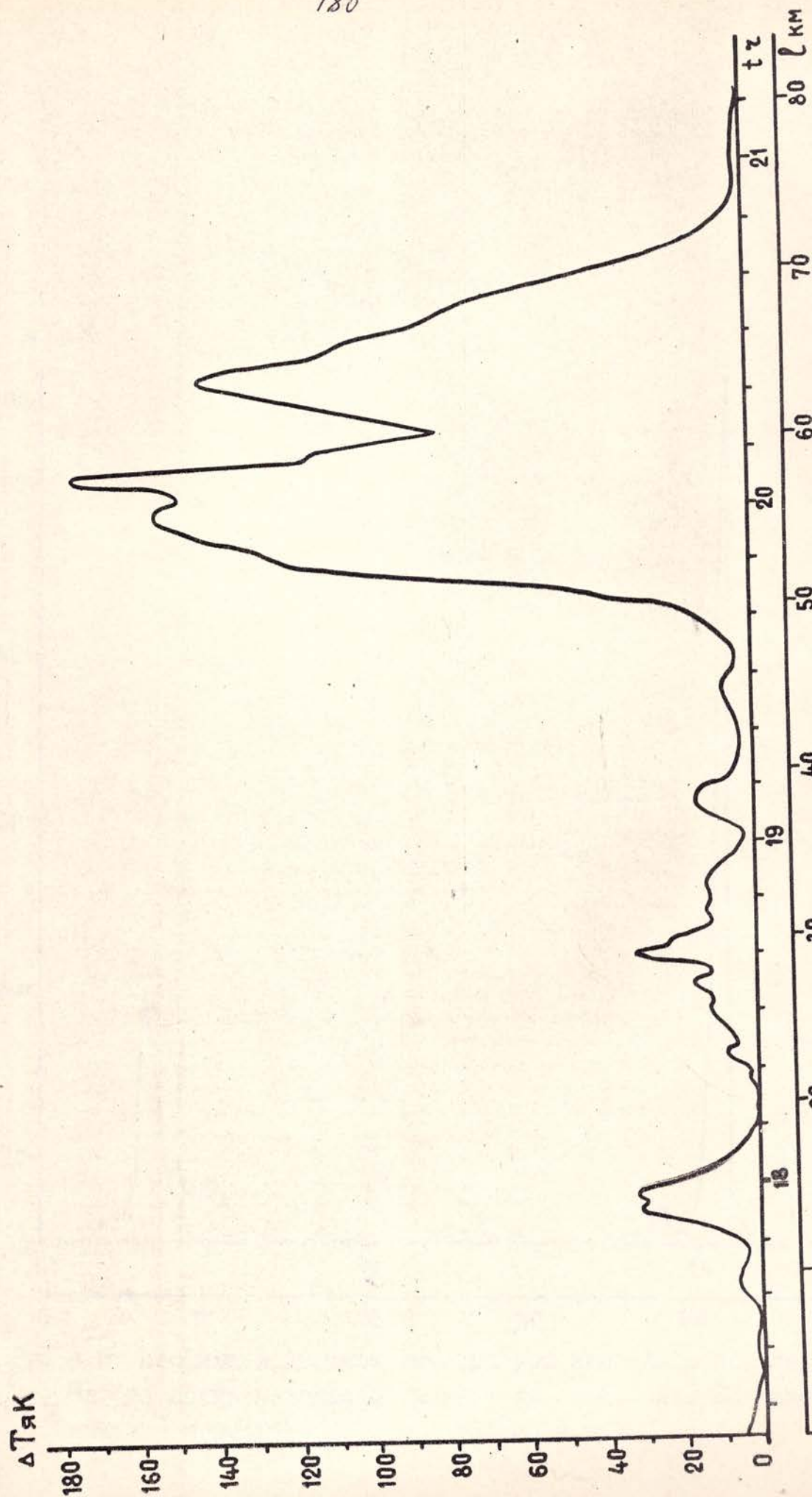


Рис. 6.7. Вариации яркостной температуры атмосферы при пересечении зоны с мощной облачностью и
ливневыми осадками по измерениям 16 июля в Восточно Китайском море ($\sim 7^{\circ}15'$ с.ш., $114^{\circ}45'$ в.д.)

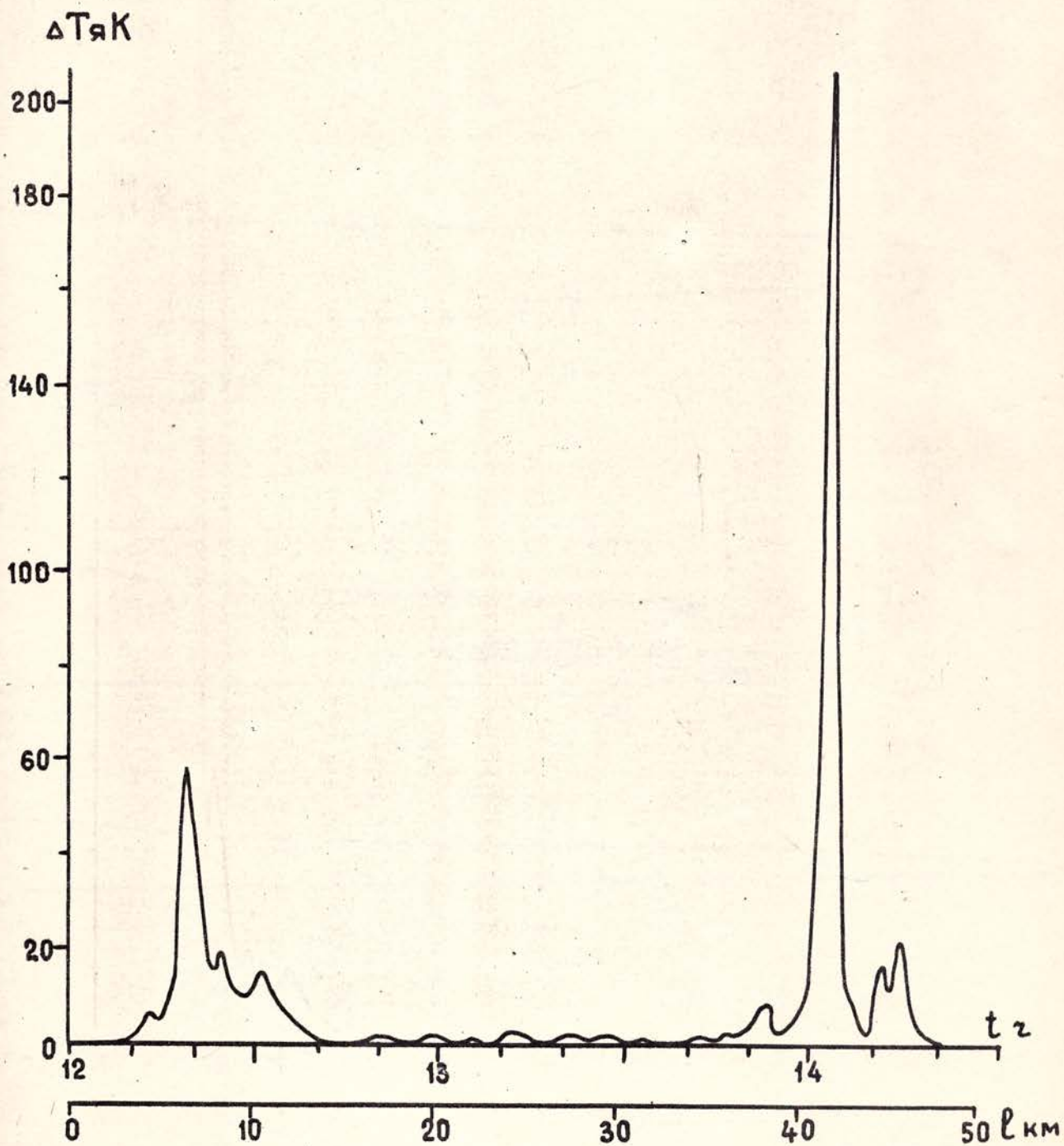


Рис.6.8. Профиль яркостной температуры атмосферы при пересечении Св без дождя и дождевой ячейки по измерениям 23 июля в Филиппинском море ($\sim 14^{\circ}30'$ с.ш., $134^{\circ}30'$ в.д.)

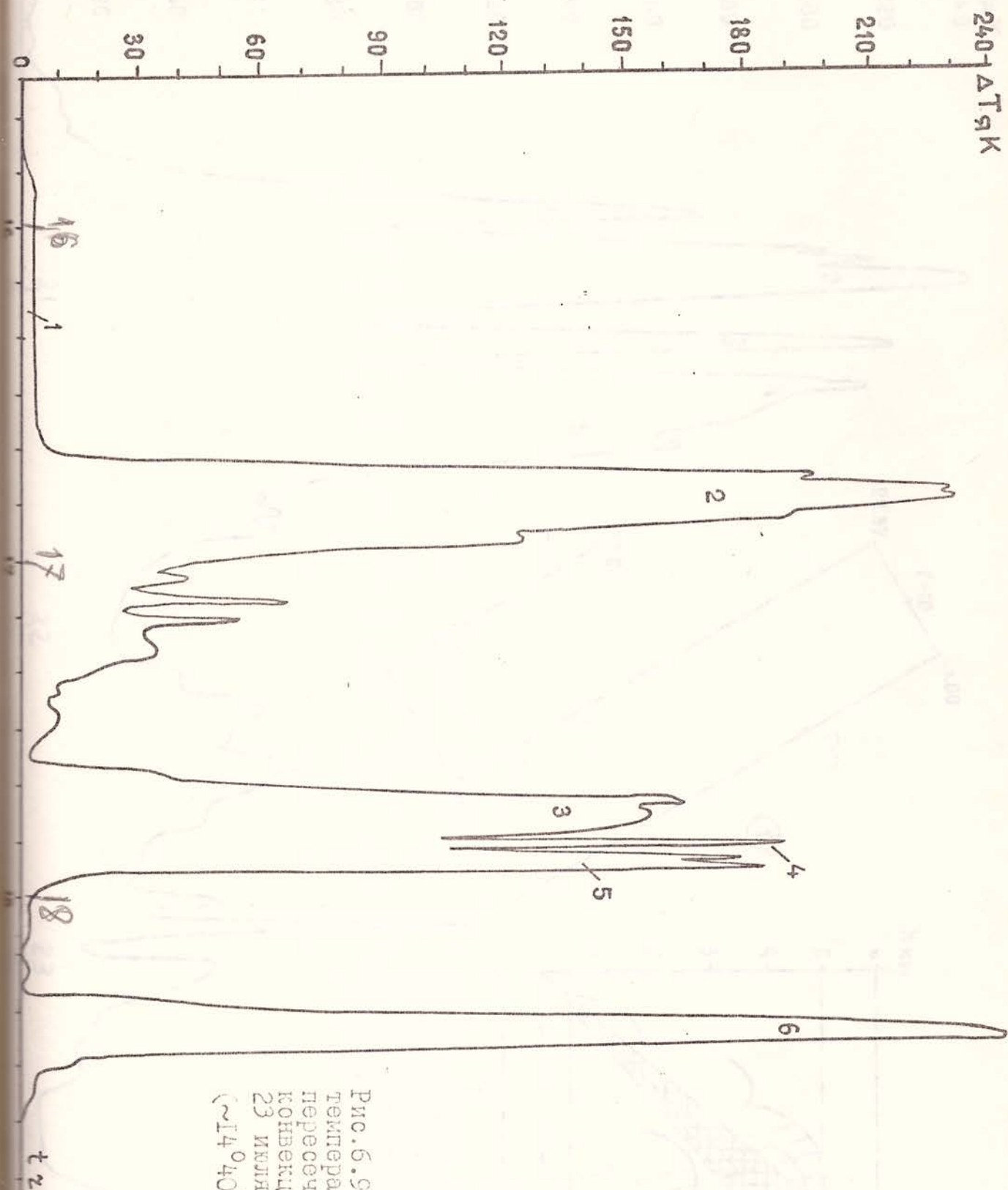


Рис. 6.9. Вариации яркостной температуры атмосферы при пересечении зоны мощной конвекции по измерениям 23 июля в Филиппинском море ($\sim 14^{\circ}40'$ с.ш., $134^{\circ}20'$ в.д.)

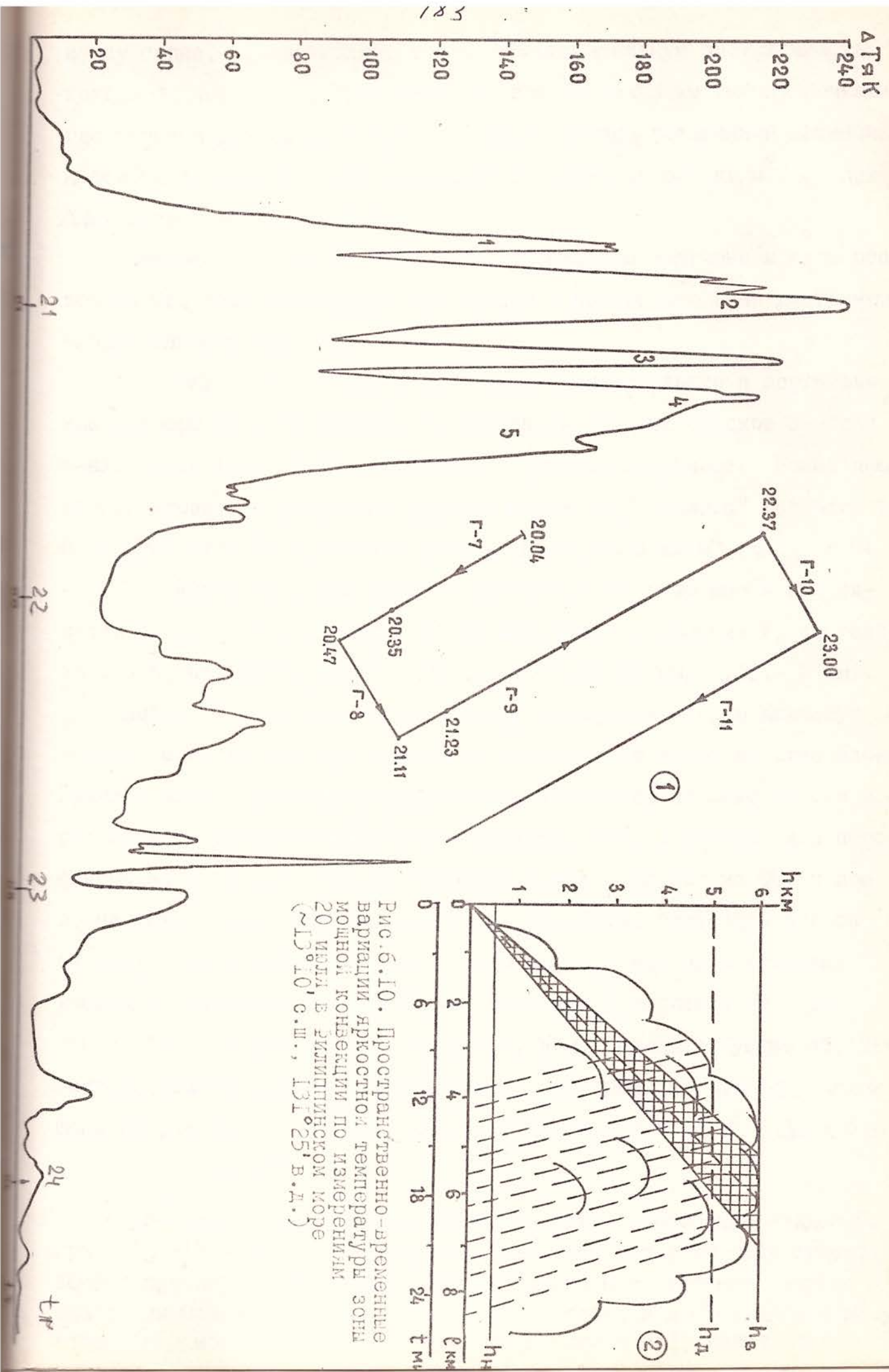


Рис. 6.10. Пространственно-временные вариации яркостной температуры зоны мощной конвекции по измерениям 20 июля в эллиптическом море ($\sim 13^{\circ}10'$ с.ш., $131^{\circ}25'$ в.д.)

184
курсу судна, что позволяет оценить горизонтальную протяженность дождевой ячейки. Эта протяженность составила < 3 км (между точками, где начался резкий рост $T_{\text{Я}}$) и ~ 1 км на уровне половинной интенсивности. Если принять, что водозапас $S_{\text{в}}$ равнялся $5-8 \text{ кг/м}^2$, то при $\Delta h = 3 \text{ км}$ $I \approx 25-23 \text{ мм/ч}$.

Подъем $T_{\text{Я}}$ после 14 ч 10 м был обусловлен излучением слоя осадков из $S_{\text{в}}$, располагавшемся над судном и правее его (вне диаграммы направленности антенны).

К вечеру того же дня количество, горизонтальные и вертикальные размеры $S_{\text{в}}$ и интенсивность выпадающих из них осадков заметно увеличились (рис. 6.9), отмечалась грозовая активность. Более часа регистрировалось излучение верхней части $S_{\text{в}}$ - "вымета" (область I). Водозапас этой части облака составлял $\sim 0,3-0,5 \text{ кг/м}^2$ ($t_{\text{обл}} = 0^\circ - 10^\circ \text{C}$). Ливневой дождь начался примерно в 16 ч 40 мин и продолжался около 20 мин (область 2). В максимуме приращение $T_{\text{Я}}$ составило 230 К, что при $Q = 5-8 \text{ кг/м}^2$ дает $I \approx 22-20 \text{ мм/ч}$ ($\Delta h = 5 \text{ км}$).

После 17 ч 35 мин, судно начало пересекать вторую дождевую ячейку (область 3). При подходе к ней усиления ветра не отмечалось. Граница зоны с сильным дождем хорошо была видна на поверхности моря: цвет ее становился светлым - белесым. Вторая ячейка была пересечена не до конца, так как судно повернуло направо на 90° и пошло на север. При повороте в пределах диаграммы оказалась полоса сильного дождя 4, а затем - на новом курсе - еще одна дождевая ячейка 5. Примерно 20 мин (7 км) значения Q менялись от 0 до $\sim 0,3 \text{ кг/м}^2$. Новая дождевая ячейка 6, как и предшествующие ей, характеризовалась резкими градиентами $T_{\text{Я}}$ на границах. На окружающем фоне приращение $T_{\text{Я}}$ достигло 245 К, что при $Q = 8 \text{ кг/м}^2$ и $\Delta h = 5 \text{ км}$ дает $I - 25 \text{ мм/ч}$.*)

*) Приводимые значения интенсивности дождя - особенно найденные при $\Delta T_{\text{Я}} > 180-200 \text{ К}$ - по-видимому, занижены. Отметим одну существенную причину - прием излучения не только неизотропной частью диаграммы направленности антенны (ДНА) (главный и ближайшие к нему лепестки), но и изотропной частью. Так, при коэффициенте рассея-

Зоны сильных дождей, выпадающих из ансамблей мощных Св, могут существовать довольно длительное время. Такой вывод следует из визуальных наблюдений за полосами дождя, анализа последовательности радиолокационных изображений, а также из СВЧ-радиометрических измерений, выполненных во время промерных работ в Филиппинском море. На рис. 6.10 приведен профиль $\Delta T_{\text{Я}}$, полученный на пяти галсах, схема которых дана на врезке 1. Здесь же приведено время окончания поворота; курс судна отмечен стрелкой. Так как антенна СВЧ-радиометра ориентирована перпендикулярно курсу судна под углом места 45° излучение от облачного массива внутри области, ограниченной галсами Г-7 - Г-9, будет приниматься на каждом из этих галсов. Врезка 2 поясняет сказанное. На ней отмечены h_n - высота нижней границы облачности (взята равной 0,5 км), h_v - высота верхней границы облачности (6 км), h_d - высота слоя осадков (5 км). Штриховкой выделена область, в пределах которой формируется излучение, принимаемое антенной с шириной диаграммы направленности 8° . На каждом галсе по повышенным значениям $\Delta T_{\text{Я}}$ отчетливо выделяются зоны осадков. На галсе Г-7 в зоне 1 $\Delta T_{\text{Я}} \approx 175$ К (при $Q = 5 \text{ кг/м}^2$ и $\Delta h = 5 \text{ км}$ $I = 12 \text{ мм/ч}$). Наиболее сильный дождь был зарегистрирован на коротком галсе Г-8 (зона 2), где $I \approx 23-24 \text{ мм/ч}$ ($Q = 8-5 \text{ кг/м}^2$, $\Delta h = 5 \text{ км}$). Горизонтальная протяженность зоны 2 составляет $\sim 5 \text{ км}$, а следующей за ней зоны 3 - около 2 км. Поэтому при расчете интенсивности дождя в зоне 3 целесообразно взять $\Delta h = 3 \text{ км}$. Тогда при $Q = 5-8 \text{ кг/м}^2$ имеем $I \approx 29-27 \text{ мм/ч}$. После поворота на 90° влево на галсе Г-9 вначале регистрировалось излучение от ячейки 3 (узкий пик 4, где $\Delta T_{\text{Я}} \approx 215$), что следует из анализа радиолокационного изображения на $\lambda = 3 \text{ см}$. К пику примыкает широкая область 5 с меньшими значениями $\Delta T_{\text{Я}}$. Снижение значений $\Delta T_{\text{Я}}$ связано с уменьшением интенсивности дождя; соответствующим

ния вне неизотропной части ДНА $\beta = 0, I$ обусловленное облачностью и осадками приращение сигнала следует взять в $\frac{1}{4}(1-\beta) = 1,11^{\sqrt[0.43]{}}$ больше. В этом случае для дождевой ячейки 6 (рис. 6.9) приращение сигнала составит не 245 К, а 272 К.

138
ший участок на радиолокационном изображении выглядел менее ярким. В дальнейшем приращения радиояркости значительно упали, ливневые осадки сменились обложными, состоящими из мелких капель. На радиолокационном изображении зоны обложных дождей имели небольшую яркость и размытые очертания. Полагая, что рассеянием излучения с $\lambda = 2,3$ см на мелких каплях можно пренебречь, можно оценить общее содержание капельной влаги на луче зрения. Для $\Delta T_{\text{я}} = 40-60$ К оно составит $4,3-6,7$ кг/м² (при температуре капель 10°C) и $5,2-8,1$ кг/м² (при $t_{\text{обл}} = 20^{\circ}\text{C}$). Такие значения Q характерны для мощных кучево-дождевых облаков, из которых выпадают ливневые осадки. Поэтому примем $Q = 3$ кг/м² и найдем интенсивность дождя. При $\Delta h = 3$ км $I = 1,5-3,5$ мм/ч, что соответствует слабым осадкам.

Важным объектом исследования являются тропические циклоны. Особый интерес представляет изучение начальной стадии тропического циклогенеза – тропической депрессии и, в частности, выявление факторов, способствующих и препятствующих ее превращению в тропический шторм. Основой для оценки потока тепла из океана в атмосферу могут стать данные радиофизических измерений изменчивости содержания в атмосфере парообразной, мелко- и крупнокапельной влаги. Рассмотрим в связи со сказанным результаты СВЧ-радиометрического зондирования облачности и осадков в области пониженного атмосферного давления 27 июля и в сформировавшейся из нее тропической депрессии (ТД) 28 июля. Судно вело работы вблизи от центра этих погодных систем, а затем при движении к полигону № 4 пересекло ТД. Скорость ветра при измерениях менялась в пределах от 1 до 5-6 м/с. Наблюдались различные формы облачности (Sc, Nz, Cu med, Cb и др.), из которых выпадали ливневые и обложные дожди. Небольшие по площади зоны ливневых осадков, как правило, были погружены в значительно более протяженные области с обложными дождями.

27 июля СВЧ-измерения начались в 7 ч 30 мин, когда судно лежало в дрейфе. До 11 ч 52 мин регистрировалось излучение отдельных

облаков кучевых форм. В большинстве случаев значения $\Delta T_{\text{я}}$ не превышали 1-3 К и только при пересечении Си song составили 8 К. С 11 ч 30 мин на экране РЛС $\lambda = 10$ см была видна активная конвективная полоса длиной ~ 13 -14 миль и шириной 1-1,5 мили, которая перемещалась в сторону судна. Граница зоны с сильным дождем подошла к судну в 11 ч 53 мин, однако, к этому времени $T_{\text{я}}$ уже возрасла на ~ 190 К. Во время дождя максимальное приращение $T_{\text{я}}$ составило ~ 220 К. Учитывая малую ширину полосы дождя, можно принять $\Delta h \approx 3$ км, что при $Q = 5$ кг/м² дает $I \approx 30$ мм/ч. Скорость перемещения облачной полосы относительно судна составила ~ 3 -5 м/с. Непрерывные измерения продолжались до 4 ч утра 28 июля. Большую часть времени наблюдалась слоисто-дождевая облачность, выпадали осадки небольшой интенсивности. Сказанное иллюстрирует фрагмент записи, продолжительностью 9 час (рис. 6.11). Между 19 ч 20 мин и 00 ч 15 мин судно лежало в дрейфе. Значения $\Delta T_{\text{я}}$ слоисто-дождевой облачности не превышали 18 К, чему соответствует водозапас ~ 2 кг/м² (так как размеры капель дождя были малы, найденное по $\Delta T_{\text{я}}$ значение Q , по существу, представляет собой сумму водозапаса облаков и водосодержания слоя осадков). На фоне низких значений $\Delta T_{\text{я}}$ выделяется зона ливневых осадков, которые выпадали из конвективной полосы размером примерно 10 на 2-3 мили. Перемещение полосы прослеживалось с помощью РЛС "Океан" на волнах $\lambda = 3$ см и 10 см. Если принять $Q = 5$ кг/м² и $\Delta h = 5$ км, то интенсивность дождя составит ~ 13 мм/ч. После 2 ч 20 мин приращения радиояркости отсутствовали. Метеорологические характеристики в 4 ч были следующими: давление 1001 мб, температура воздуха 26,4°C, скорость ветра 2 м/с.

Измерения возобновились в 7 ч 25 мин, когда судно двигалось на восток вдоль 16°51' с.ш., выполняя промерные работы. В 9 ч 11 мин в точке с координатами 16°51' с.ш., 134°59' в.д. судно легло на курс 330° и пересекло ТД, направляясь к новому полигону. Профиль $\Delta T_{\text{я}}$, полученный на ~ 250 км участке пути (рис. 6.12), дает пред-

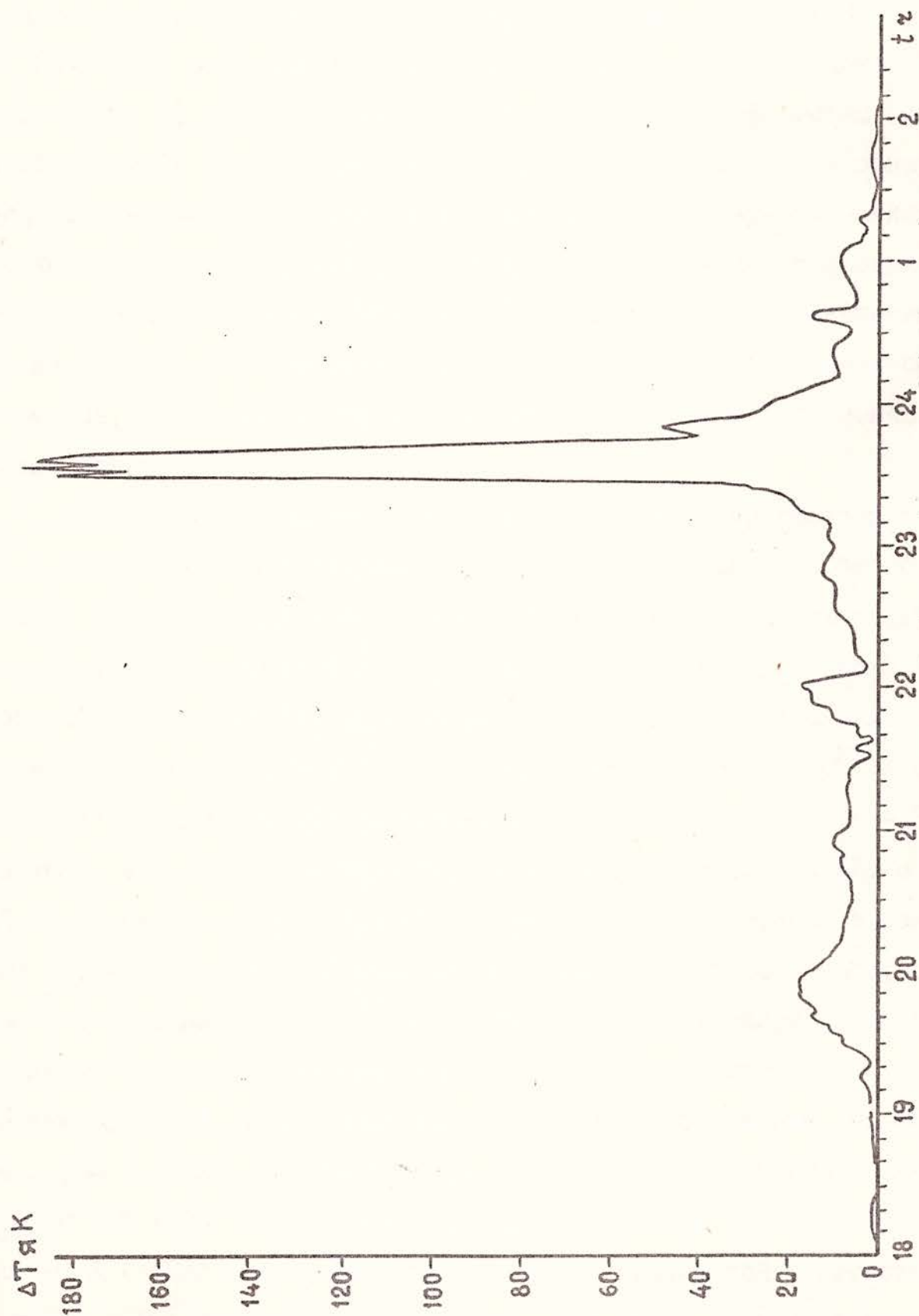


Рис. 6. II. Пространственно-временные вариации яркостной температуры атмосферы при пересечении тропической депрессии 28 июля в Филиппинском море

ставление об изменчивости содержания капельной влаги в атмосфере. На профиле $\Delta T_{\text{я}}$ можно выделить зоны ливневых осадков, из которых наиболее протяженная (~ 10 км) и интенсивная ($\sim 10-15$ мм/ч) наблюдалась в окрестности 150 км; области обложных дождей ($10-20 \leq \Delta T_{\text{я}} \leq 50-70$ К); облачные участки, из которых не выпадали дожди ($\Delta T_{\text{я}} \leq 10-20$ К) и, наконец, участки с тонкой полупрозрачностью облачности с очень малыми значениями водозапаса (ниже порога обнаружения СВЧ-радиометра). Одна часть записи характеризуется наличием тонкой структуры — узких зон с большими градиентами радиояркости, обусловленными кучевыми облачными элементами и осадками (первые 75 км записи, участок между ~ 135 и 195 км). В противоположность этому на участках $\sim 80-135$ км, 195-250 км значения $\Delta T_{\text{я}}$ меняются более плавно.

СВЧ-радиометрические измерения 27-28 июля, продолжавшиеся 30 ч, могут быть использованы для приближенной оценки общего количества капельной влаги в пределах ТД. Из анализа данных следует, что участки без облаков и с облаками, для которых водозапас ниже порога обнаружения СВЧ-радиометра ($< 0,1$ кг/м²), составляли 13,5% времени наблюдений, участки с облачностью ($> 0,1$ кг/м²) и с обложными дождями — 82,9% и, наконец, зоны ливневых осадков — 3,6%. Полагая, что эти цифры характеризуют средние условия в ТД, а сама ТД представляет собой облачное (барическое) образование с радиусом 150 км, находим площади малооблачных участков (~ 2400 км²), облачности и обложных дождей (~ 14650 км²), ливневых осадков (~ 650 км²). Согласно экспериментальным данным средний водозапас зон с облачностью $Q > 0,1$ кг и обложными дождями оказался равным $\sim 1,23$ кг/м² ($t_{\text{обл}} \approx +15^{\circ}\text{C}$), что дает общую массу сконденсировавшейся влаги $M_{\text{обл}} \approx 1,8 \cdot 10^7$ т. Для зон ливневых дождей при $Q = 5$ кг/м² получим $\sim 0,3 \cdot 10^7$ т. Таким образом, для всей тропической депрессии $M \approx 2,1 \cdot 10^7$ т (расчеты показывают, что массу крупных капель можно не учитывать).

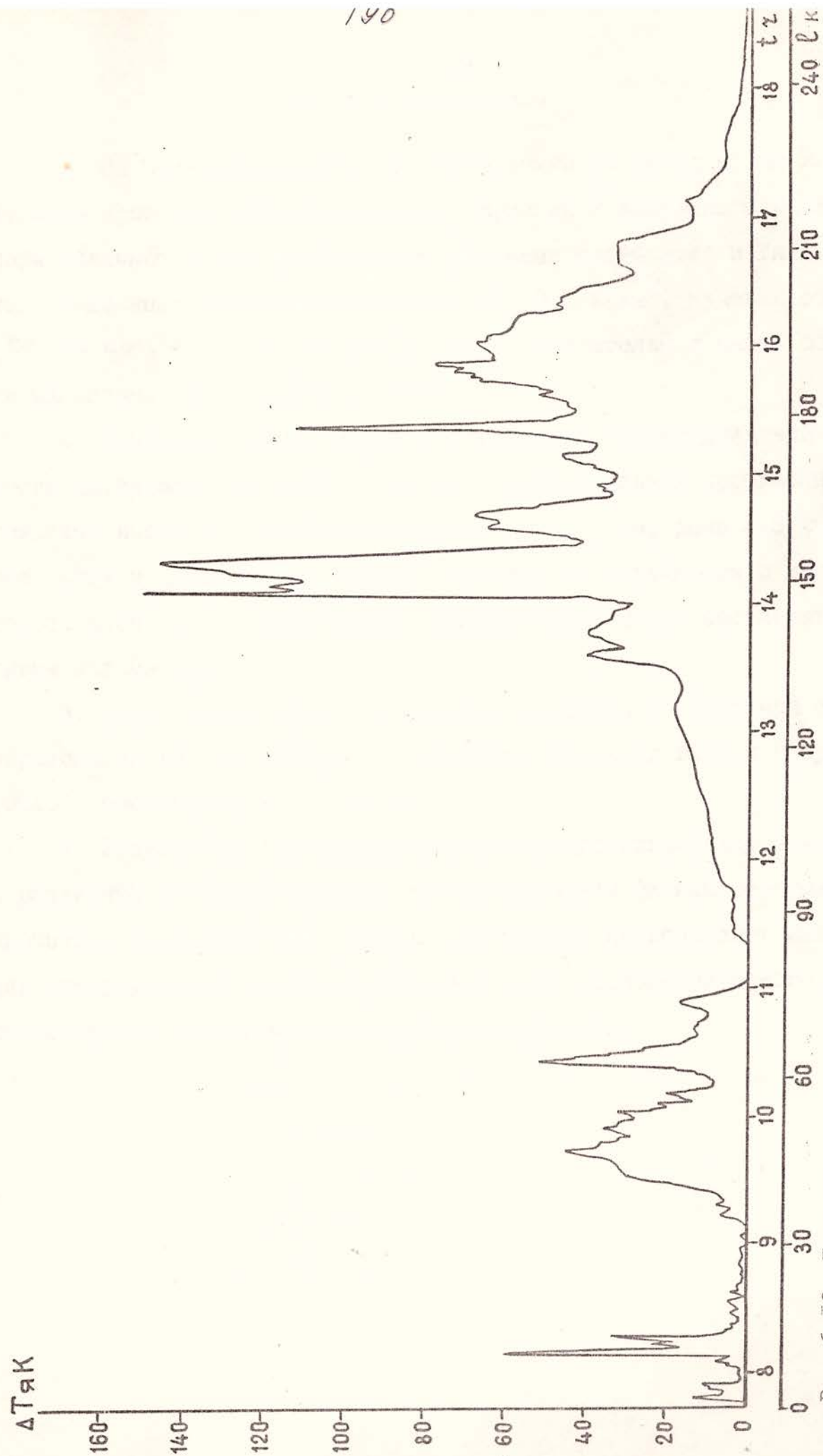


Рис. 6.12. Профиль яркостной температуры атмосферы при пересечении тропической депрессии в Филиппинском море 28 июля (16° 51' с.ш., 134° 41' в.д. - 18° 28' с.ш., 135° 50' в.д.)

6.5. Выводы и заключение

1. По СВЧ-радиометрическим измерениям на длине волны $\lambda = 2,3$ см изучены пространственно-временные вариации и водозапасы различных форм облачности над тропическими районами Индийского и Тихого океанов. Водозапас слоистой облачности $Q \leq 0,2$ кг/м², кучевых облаков (Cu, Cu med, Ac) — $\sim 0,1-0,6 \pm 0,8$ кг/м². Значительная часть облачности маловодна: $Q < 0,05-0,1$ кг/м².

2. Водозапас мощной кучевой и особенно кучево-дождевой облачности достигает 5-8 кг/м² и больше. Горизонтальная протяженность дождевых ячеек с $I \geq 5-20$ мм/ч составляет 1-2 км, реже 5-8 км. Обложные дожди и дожди в виде мороси выпадают из облачности с меньшим водозапасом, их горизонтальная протяженность может составлять десятки километров.

3. Общая масса влаги, сконденсировавшейся в начальной стадии образования ТД, из которой в дальнейшем развился тайфун "Вернон" (9010), составляла $\sim 2 \cdot 10^7$ т.

4. Результаты судовых измерений характеристик гидрометеоров в различных погодных системах помимо изучения физики облаков и процессов взаимодействия океана и атмосферы представляют интерес для интерпретации данных спутникового СВЧ-радиометрического, радиолокационного и альтиметрического зондирования.

Заключение

В отчете изложены результаты геолого-геофизических исследований, выполненных в 33 рейсе НИС "Профессор Богоров" в Индийском океане и Филиппинском море. Основные задачи рейса сводились к получению образцов горных пород и осадков с морского дна, последующая обработка которых позволила в отдельных случаях выяснить историю геологического развития и геодинамический режим формирования изученных структур.

Из геофизических работ выполнялась только магнитометрическая съемка, которая подтвердила блоковое строение Амирантского хребта в Индийском океане и выявила разломы меридионального, северо-восточного и субширотного направления.

На хребте Кюсю-Палау магнитное поле отражает довольно однородное строение хребта. Цепочка положительных аномалий юго-восточного направления, установившаяся в северной и южной части хребта отражает наличие тектонических нарушений в структуре хребта аналогичного простираения.

Наиболее интересные геологические данные получены в Индийском океане. Данные о составе магматических пород указывают на океаническую природу магматизма Амирантской дуги, который отвечает примитивному магматизму рифтовых зон океанов или океанических плато. И несмотря на наличие морфологических признаков, характерных для островодужных систем — дугообразное островное поднятие, сопряженное с Амирантским глубоководным желобом и задуговым бассейном, (Амирантская котловина) — особенности магматизма указывают на резкое отличие этой структуры от типичных островодужных систем Тихоокеанского типа, прежде всего, отсутствием проявлений островодужного вулканизма. Формирование этого хребта обусловлено тектоническими факторами, о чем свидетельствует также находки пелагических глин в верхней части склона хребта (3400–2600 м). Оно произошло,

вероятно, в результате скупивания океанической коры при горизонтальном перемещении ее блоков. Это позволило нам отнести Амирантский хребет к особому типу океанических структур — амагматичным хребтам.

Литологическими работами на Сейшельской банке установлена смена литологического состава и размерности песков в направлении от мелководной части к глубоководной. Установлено также решающее влияние климатического фактора на формирование минерального состава отложений Сейшельской банки.

В Филиппинском море получены данные по магматическим породам вулканического хребта на плато Урданета, позволяющие считать ее долгоживущим вулканическим центром, в котором протекали длительные процессы дифференциации базальтовой магмы. Характер магматизма позволил отнести плато Урданета к структурам аналогичным океаническим островам и поднятиям.

На хребте Кюсю-Палау проведены работы к северу от полигона исследований 30 рейса НИС "Профессор Богоров" в 1989 году. Подтверждена ранее установленная нами особенность строения этого хребта, которая заключается в развитии двух типов морфоструктур с присутствием им магматизмом. Древние щитовые вулканы сложенные толеитами океанических островов и поднятий, изливающихся в условиях растяжения земной коры и более молодые статовулканы, сложенные островодужными базальтоидами, образующимися в условиях сжатия земной коры.

В целом в рейсе получены новые данные по магматизму, литологии и геоморфологии изученных структур Индийского океана и Филиппинского моря, которые были использованы при составлении пятилетних отчетов по программам "Вестпак", "Литос", "Седимент" и другие.

ПРИЛОЖЕНИЕ

КАТАЛОГ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ДРАГИРОВАНИЯ

Таблица 1.

№ п/п станции	№	Координаты		Интервал драгирования	Описание пород
		Южной широты	Восточной долготы		
I	2	3	4	5	6
					Амирантская дуга (островной склон)
1.	2784	4°44,3	53°13,6	3600-3300	Несколько мелких (до 4 см) обломков туфоконгломератов.
2.	2785	4°43,1	53°13,9	4100-3400	Драга пустая.
3.	2786	4°42,6	53°13,3	4200-3800	Около 7 кг обломков и щебня туфопесчаников (70%), базальтов и единичные мелкие обломки известняков.
4.	2787	4°44,1	53°14,4	3400	Одна глыба (25x20 см) и несколько мелких обломков туфоконгломератов, обломки в которых представлены базальтами.
5.	2788	5°05,3	53°05,4	4300	Драга пустая.
6.	2789	5°05,0	53°06,2	4000-3800	Один мелкий (3x2 см) обломок туфоконгломерата, аналогичного конгломератам ст. 2784, 2787.
7.	2790	5°22,8	53°01,96	3800	Один обломок (10x8x6 см) шоколадно-серого туфоалевролита, несколько мелких (до 5 см) конгломератов, сцементированных карбонатным цементом.
8.	2791	5°24,7	53°03,7	2500-2100	Около 5 кг материала: сильно измененные базальты, зеленато-желтые пепловые туфы (?), 3 обломка минеральных (карбонатных?) образований.

I	2	3	4	5	6
9.	2792	5°23,8	53°03,1	3100	Около 2 кг мелких обломков (до 5 см) базальтов и сильноизмененных туфов (?)
10.	2793	5°54,0	52°52,3	2300	Одна глыба (50x30x20 см) и несколько мелких обломков органогенного (фораминиферового?) неплотного известняка. (?)
II.	2794	5°51,5	52°45,9	4500-4300	Несколько мелких (до 3 см) п/окатанных обломков базальтов и туфов (?).
12.	2795	5°53,5	52°47,0	3100-2900	Драга пустая.
13.	2796	5°52,55	52°47,6	2700-2600	Несколько мелких (до 4 см) обломков базальтов и известняков.
14.	2797	5°51,8	52°47,3	2900	Один обломочек (3 см) сильноизмененного базальта, несколько обломков (до 6 см) кавернозных белых коралловых (?) известняков, участками покрытых тонкими Fe-Mn корочками.
15.	2798	5°57,5	52°45,8	2850-2600	10-12 кг материала: обломки базальтов (до 15 см) - 50% пород; п/окатанные мелкие (до 10 см) буровато-зеленые мелкозернистые туфопесчаники (?) - 10% пород; глыба (25 см) и единичные мелкие обломки плотных известняков; единичные обломки минеральных (карбонатных) образований.
16.	2799	5°57,8	52°39,5	3400	5-7 кг пород представленных: грубосортированными конгломератами (60%); обломками базальтов из таких же конгломератов (30%), рифовых (?) известняков (до 5 см) и минеральных образований.

I	2	3	4	5	6
17.	2800	7°04,8	52°38,4	3000-2600	Около 10 кг пород в виде небольших глыб и обломков базальтов (30%), известняков (60%) и мелких (до 3 см) корочек Fe-Mn образований мощностью до 0,8 см.
18.	2801	7°03,5	52°32,5	4900-4700	Два обломка (до 5 см) базальтов и несколько обломков (до 10 см) плотного белого кавернозного рифового (?) известняка.
19.	2802	7°03,0	52°36,1	3400-3350	Около 3 кг пород: несколько п/окатанных обломков (до 6 см) афировых базальтов (60%), мелкие обломки (до 8 см) рифогенных (?) плотных известняков и единичные обломки (до 2 см) Fe-Mn корок мощностью до 0,8 см.
20.	2803	7°51,9	52°41,2	4650	3-4 кг мелких обломков (до 6 см) магматических пород (габбро, долеритов?), 4 обломочка (до 4 см) туфоалевролитов (?) и один обломок известняка.
21.	2804	8°33,6	52°56,5	4200-3750	80-100 кг материала: глыбы и обломки (50%) магматических пород (габбро, долериты?); глыбы грубообломочных осадочных пород часто с корочкой Fe-Mn образований (30%); туфоалевролиты и круглые (до 5 см) Fe-Mn конкреций.
22.	2805	8°32,9	52°57,9	3800-3700	Драга пустая.
23.	2806	8°33,9	53°02,6	2800-2600	Около 30 кг материала: глыбы и обломки грубосортированных (осадочные брекчии) осадочных пород, сцементированных Fe-Mn образованиями (60%); слаболитифицированные псефитовой размерности осадочные породы

I	6					
	2	3	4	5		
						зеленовато-серым цементом (10%); глыба и обломки магматических пород (габбро, долериты?); несколько крупных обломков кавернозных желтовато-белых рифовых известняков. участками покрытых Fe-Mn образованиями.
24.	2807	8°32,7	52°53,8	5000-4800		Около 40 кг глыб и обломков интрузивных пород, часть которых покрыта Fe-Mn корками до 1 см мощностью (80-85%); Fe-Mn конкреции округлой формы (до 5 см).
25.	2808	8°34,7	53°04,0	2550-2500		Около 10 кг кавернозных рифовых известняков обычно покрытых Fe-Mn коркой (до 0,5 см) или пленкой. Иногда на их внешней части наблюдаются галька (до 1,5 см) магматических пород. Одна из галек размером 6х4х5 см представлена долеритом (?).
26.	2809	6°18,5	54°27,3	3000-2200		Обломки рифовых (?) кавернозных известняков покрытых Fe-Mn образованиями (80%), п/окатанные обломочки вулканитов (пемз?).
27.	2810	6°17,4	54°19,9	2300		Глыба (30х20х20) рифового известняка покрытого пленкой Fe-Mn образований.
28.	2811	3°34,2	55°42,9	3100		Драга пустая
29.	2812	3°36,0	55°43,3	2800		Обломки рифовых известняков (около 7 кг), известковые илы.

№ п/п	№ станции	Координаты		Глубина драгирования	Описание пород
		с.ш.	в.д.		
I	2	3	4	5	6
Филиппинское море					
Переуглубленная впадина в зоне субширотного разлома (полигон-2)					
30	2818	13°17,9	131°22,9	6600-6400	Около 15 кг пород представленных: 1 - глыба и обломки базальтов, 2 - литифицированные пелагические глины (50%), 3 - 2 обломка минеральных образований.
Хребет Ксю-Палау (полигон - I)					
31	2820	13°43,4	134°53,8	4800	Около 20-25 кг пород: 1 - несколько мелких (до 5 см) вулканических пород и плотных туфов песчаной размерности; 2 - литифицированные пелагические глины в отдельных обломках и в ядрах конкреций (85-90%); 3 - смектитизированные желтовато-зеленые пелитовые туфы; 4 - пемза.
32	2821	13°52,3	134°43,1	5100	Около 80 кг пород в виде глыб и обломков: 1 - I глыба и мелкие (до 12 см) обломки вулканических пород (10%); 2 - один маленький обломок (4x3x3) диорита (?); 3 - вулканогенно-осадочные породы (глыбы и обломки до 60 см), представленные плотными туфами различной размерности от грубозернистой до пелитовой (50%); 4 - литифицированные пелагические глины, обычно с корками Fe-Mn образований.

Хребет Ксю-Палау (полигон I-A)

33	2822	15°34,7	134°40,9	3600	Около 35 кг материала представленного: 1 - глыбы (до 25 см) и обломки базальтов (90%); 2 - мелкие (до 4 см) округлой формы Fe-Mn конкреции; 3 - около 20 мелких обломков пемз.
34	2823	15°34,4	134°40,7	4200	Около 50 кг материала представленного: 1 - вулканическими породами (базальты + кислые дифференциаты (?)) - 70-80%; 2 - несколько обломков, представляющих собой делювиальные свалы тех же вулканических пород, сцементированных сверху Fe-Mn образованиями; 3 - обломки (до 20 см) осадочных брекчий.
35	2825	15°53,3	134°26,0	4800	Около 25 кг пород: 1 - литифицированные пелагические глины (80-85%) обычно покрытые Fe-Mn образованиями; 2 - Fe-Mn конкреции, в ядрах которых обычно те же глины; 3 - около 10 обломков пемз.
36	2828	16°03,8	134°53,5	4200	Около 30 кг глыб и обломков: 1 - два обломка базальтов (до 12 см); 2 - несколько обломков плотных туфов песчаной и алевроитовой размерности; 3 - глыбы и обломки осадочных брекчий, которые легко режутся ножом, и состоят из обломков сильно измененных туфов и пемз (80%); 4 - Fe-Mn конкреции круглой и уплощенной формы (~10%).

I	2	3	4	5	6
37	2829	16°07,6	134°51,6	3400	Около 30 кг глыб и обломков пемзовых туфов с обломками в туфах размером до 3-4 см.
38	2830	16°08,2	134°55,6	3800	Около 70 кг пород в виде глыб и обломков: 1 - вулканические породы - глыба и обломки (10%); 2 - плотные вулканогенно-осадочные (туфы) породы различной размерности (от песчаной до алевроитовой) - 50%; 3 - пемзовые грубообломочные туфы (10%); 4 - измененные пепловые туфы (~5%); 5 - покрытые Fe-Mn образованиями глыбы и обломки осадочных брекчий или делювиальных свалов (15-20%).
39	2831	16°11,5	134°31,1	3900	Около 50 кг округлых (до 5 см) Fe-Mn конкреций
40	2832	16°16,4	134°34,1	3600	Около 70 кг пород: 1 - один маленький обломок (4x3) пористого базальта; 2 - осадочные брекчии, некоторые из обломков покрыты Fe-Mn корками; 3 - Fe-Mn конкреции (80%).
41.	2833	16°38,2	134°42,7	3450-3000	Около 70 кг пород: 1 - глыбы и обломки пористых базальтов и более кислых вулканических пород (30-35%); 2 - агломератовые спекшиеся туфы (10%); 3 - сцементированные Fe-Mn образованиями делювиальные свалы, состоящие из тех же базальтов (10%); 4 - литифицированные пелагические глины обычно в ядрах крупных (до 30 см) Fe-Mn конкреций (20%); 5 - Fe-Mn конкреции различных размеров и формы.

		Плато Урданета (полигон - 3)				6
I	2	3	4	5		
42	2834	21°25,0	128°30,5	3200-1900	Около 30 кг материала: I - глыба (25x20 см) и 13 обломков вулканических пород (20%); 2 - Fe-Mn корки мощностью до 5 см, часто с захваченным ими рыхлым осадочным материалом (типа осадочных брекчий) в нижней части корок (75-80%); 3 - органические известняки, некоторые с Fe-Mn корками на поверхности.	
43	2835	21°20,9	128°26,6	4300	Около 25 кг материала, представленного обломками литифицированных пелагических глин (80-85%) и Fe-Mn конкреций и корок.	
44	2837	21°29,5	128°23,4	3500	Около 30 кг материала, представленного 2 обломками (до 12 см) вулканических пород, пелагическими глинами (~7%), Fe-Mn конкрециями главным образом округлой формы и размером до 5 см и одним органомогенным остатком.	

Каталог литологических станций

Номер станции, Широта проборт- борник	Долгота	Глубина, м	Положение	Характеристика	Примечания
I	2	3	4	5	6
2782	21°07,1N	38°04,5E	2205	Восточный склон рифтовой долины Красного моря	0-2см. Пелит псаммитовый глини- сто-фораминиферовый буро- коричневый
Днч					2-6см. Пелиталеовритовый глини- сто-фораминиферовый 6-13см. Пелит псаммитовый с при- месью гидроокислов железа
2783	21°07,3N	38°05,3E	2400	Подножье склона рифтовой долины Красного моря	0-2см. Пелит псаммитовый глини- сто-фора миниферовый с примесью спикул
Днч					2-11см. Песок грубозернистый кар- бонатный. Обилие форам- нифер, спикул, обломков плотных глинистых пород
2813	4°26,8S	55°49,4E	41	Сейшельская банка	Песок грубозернистый гравелистый кварцево-карбонатный. Гравийные частицы представлены обломками кварца
Днч					

1	2	3	4	5	6	7
2814 Дн.	4°23,0S	55°59,4E	66	Сейшельская банка	Песок мелкозернистый алевроитовый карбонатный (кораллово-обломочный). Устойчивая минеральная ассоциация	
2815 Днч	4°20,1S	56°06,8E	62	- " -	Песок мелкозернистый карбонатный (обломочно-коралловый) с примесью раковинного детрита	Примесь фосфоритов песчано-гравийной размерности
2816 Днч	4°16,15S	56°15,9E	42	- " -	Песок грубозернистый гравелистый обломочно-коралловый	
2817 ГСП-2	4°10,3S	56°33,8E	1800	Подножье склона Сейшельской банки	Песок мелкозернистый алевроитовый фораминиферовый	
2819 ГСП-2	13°18,7N	131°23,0E	6200	Полигон 2 Филиппинское море, Центральная котловина. Склон локальной впадины	0-7см. Глина миоценовая с примесью цеолитов светлого-коричневого цвета, текстура комковатая	Четвертичные осадки
2820 Дига	13°43,4	134°53,8	4800	Полигон I-A Хребет Кюсю-Палау, склон	Осадки двух типов: 1) глинисто-кораллитовые с редкими включениями цеолитов и костного детрита; 2) кораллитовые серовато-	

I	2	3	4	5	6	7
					коричневого цвета, уплотненные	
2821 драга	13°52,3	134°43,1	5100	Хребет Кюсю-Палау, склон	Глина миопелагическая с включениями цеолитов	
2823 драга	15°34,4	134°40,7	4200	" -	Глина миопелагическая с примесью карбонатного детрита, радиолярий, зерен цеолитов.	" -
2824 ГСП-2	15°54,2	134°24,2	5150	Подножье хр. Кюсю-Палау (западное)	0-21 см. Этмодискусный кремнистый алевроит пелитовый. До гор. 70 см с желтоватым оттенком, ниже - серый. В верхней части колонки жидкий, текучий, ниже - творожный очень мягкий. С гор. 110 с отчетливым запахом H_2S	" -
2826 ГСП-2	15°56,4	134°35,1	3400	Понижение на хр. Кюсю-Палау	0-27 см. Алевроит пелитовый (A_1P_1) кремнисто-этмодискусный, жидкий, серовато-желтого цвета 27-35 см. Алевроит пелитовый (A_2P_1) глинисто-карбонатный фораминиферовый с примесью диатомей 35-120 см. Пелит алевроитовый (P_1A) глинисто-карбонатный кокколито-фораминиферовый светло-коричневого цвета	" -

I	2	3	4	5	6	7
2827 ГСП-2	15°58,5	134°56,1	4400	Подножие хр. Кюсю-Палау	та. На гор. 102-109 см форамини- феры преобладают. 0-40см. Пелит (рл). Мiopелагическая глина с примесью радиолярий, диато- мей, редко этмодискусов. В нижних горизонтах кремнистый детрит вст- речается реже. Текстура однород- ная, до гор. 10см осадок мягкий, ниже плотный.	
2828 драга	16°03,8	134°53,5	4200	Хребет Кюсю-Па- лау, склон	Глинисто-кокколитовые осадки, аналогичные поднятым на ст. 2820.	" -
2829 драга	16°07,6	134°51,6	3400	" -	Глинисто-фораминиферовые осадки с примесью радиолярий и цеолитов	" -
2830 ГСП-2	21°36,8	128°17,2	4950	Подножие возвы- шенности Урданета	0-16 см. Пелит алевроитовый с при- месью вулканокластики темно-ко- ричневый, мягкий. 16-25 см. Прослой вулканического пепла алевроитовой размерности 16-79 см. Пелит алевроитовый с примесью вулканокластики, плотный.	