

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

**ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ АСЕЙСМИЧНЫХ
ПОДНЯТИЙ ДНА ОКЕАНА**

МОСКВА "НАУКА"

1986

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ



RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



*RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS*

**GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL
STUDY OF ASEISMIC RISES
OF THE OCEAN FLOOR**

Editors:

doctor of geographical sciences

G.B. UDINTSEV,

candidate of geological and mineralogical sciences

M.V. ZAKHAROV,

candidate of geographical sciences

N.N. TURKO



MOSCOW

"NAUKA"

1986



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АСЕЙСМИЧНЫХ ПОДНЯТИЙ ДНА ОКЕАНА

Ответственные редакторы:

доктор географических наук

Г.Б. УДИНЦЕВ

кандидат геолого-минералогических наук

М.В. ЗАХАРОВ,

кандидат географических наук

Н.Н. ТУРКО

4621



МОСКВА
"НАУКА"

1986



Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. — М.: Наука, 1986. — 128 с.

В рамках Международного геодинамического проекта и Международного десятилетия исследования океанов многочисленными советскими и зарубежными экспедициями выполнены комплексная геофизическая съемка и геологические исследования в районах хребтов Китового и Западно-Австралийского — крупных поднятий дна Атлантического и Индийского океанов, относящихся к классу асейсмичных. Совместная интерпретация полученных материалов позволила весьма полно охарактеризовать рельеф дна, строение и мощность осадочного слоя, свойства и рельеф акустического фундамента, гравитационное и магнитное поля, тепловой поток и состав коренных пород этих аномальных океанических структур. Результаты интерпретации дали основание по-новому взглянуть на геологическую историю асейсмичных поднятий и их место в ряду структур дна океана.

Рецензенты:

С.М. ЗВЕРЕВ, Н.М. СУЩЕВСКАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из центральных вопросов в науках о Земле является вопрос о разделении тектоносферы нашей планеты на континентальную и океаническую. Как сейчас уже ясно, такое разделение обусловлено процессами глубинного развития Земли и отражается в неоднородности ее строения: в существенных различиях глубинной структуры земной коры и верхней мантии, в различиях характера геофизических полей и вещественного состава слоев земных оболочек под континентами и океанами. Понять причину такого разделения и физико-химическую сущность процесса, приводящего к нему, — задача большого теоретического и практического значения.

В настоящее время не существует тектонической гипотезы, которая была бы единодушно и безоговорочно принята всеми исследователями. Весьма популярна гипотеза тектоники литосферных плит, но значительное число сторонников имеет и гипотеза океанизации. Многих привлекает гипотеза расширяющейся и пульсирующей Земли, в особенности в ее умеренном варианте. Решение многих вопросов предлагает гипотеза тектонической расслоенности земных оболочек. обстоятельный обзор современных тектонических гипотез был дан Ю.А. Косыгиным в "Заметках о геотектонических гипотезах" (1982 г.).

Следует заметить, что, какого бы варианта тектонической гипотезы ни придерживаться, континентальные и океанические сегменты Земли представляются крайними членами генетического ряда структур, образующихся в ходе развития тектоносферы. Для того чтобы понять сущность этого процесса развития, нужно было бы получить исчерпывающие сведения о строении и вещественном составе континентальных массивов и ложа океанов. Однако доступные нам геофизические данные о ложе океанов практически не несут в себе исторической информации, так как они сиюминутны, внеисторичны, а геологические данные о веществе и содержащейся в нем исторической информации в области ложа океанов труднодоступны и пока еще крайне малочисленны. Несмотря на большие успехи в получении информации о строении осадочного чехла путем глубоководного океанского бурения, проникновение скважин в толщу твердой земной коры совершенно недостаточно, и существующие представления о природе истинного фундамента океанических плит, а не достигнутого скважинами акустического фундамента, пока еще весьма спорны. Между тем именно от решения вопроса о природе глубокого фундамента, о геологическом значении глубинных границ, определяемых геофизическими методами (прежде всего методом глубинного сейсмического зондирования — ГСЗ), зависит многое в решении проблемы океанов и континентов, их происхождения и развития.

Именно поэтому сейчас особое значение имеют исследования структур переходного типа, находящихся на промежуточных этапах развития. Они несут в себе признаки существа и тенденции процесса развития, в них можно обнаружить признаки взаимного перехода между такими развитыми структурами, как континентальные платформы и океанические плиты, как геосинклинальные системы континентов и рифтогенальные системы океанов. Сопоставляя изменения геофизических характеристик с измене-

ниями вещественного состава, с геологической историей развития, с историей тектонических движений, можно подойти к пониманию существа процесса развития структур океанических областей Земли.

Полученные в последние годы данные о существенной неоднородности строения дна океанов позволяют видеть там достаточно большое количество структур переходного типа. Одной из разновидностей структур такого типа являются так называемые асейсмичные хребты. Название это подчеркивает их отличие — структурное и генетическое — от сейсмически активных рифтогенальных срединно-океанических хребтов. Число асейсмичных хребтов и поднятий в океанических областях оказалось значительным. Вместе с тем выяснилось, что морфологически, структурно и генетически, а также по их соотношению со структурами континентальных окраин, с одной стороны, и структурами срединно-океанических хребтов — с другой, асейсмичные хребты и поднятия могут существенно различаться между собой. Среди них выделяются микроконтиненты, т. е. небольшие по размерам, но определенно континентальные массивы, глыбовые поднятия с неопределенной пока еще природой фундамента, глыбово-вулканические поднятия, сводовые поднятия коры определенно океанического типа, сводовые поднятия коры переходного типа между океаническим и континентальным, вулканические массивы и гряды вулканических гор.

Сведения о морфологии, глубинной структуре, геофизических полях, вещественном составе фундамента, достигнутого бурением или драгированием на обнажающихся склонах и выступах этого фундамента, содержат важную информацию о процессе и истории формирования асейсмичных хребтов и поднятий. Соотношения же их со структурами окраин континентов и срединно-океанических хребтов помогут понять природу тектонической неоднородности дна океанов, истинных пределов пространственного развития различных тектонических процессов, ответственных за образование океанических впадин.

Среди асейсмичных поднятий внимание исследователей давно уже привлекают Китовый хребет в Южной Атлантике и Западно-Австралийский хребет в восточной части Индийского океана. Группа исследователей, авторов статей настоящего сборника, в течение ряда лет изучала эти хребты. Исследования Китового хребта проведены в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1975 г. (начальник экспедиции Г.Б. Удинцев) и в 1-м рейсе г/с "Иван Киреев" в 1978 г. (начальник экспедиции А.Ф. Береснев). Исследования Западно-Австралийского хребта проводились в 36-м рейсе нис "Витязь" в 1965 г. (начальник экспедиции Г.Б. Удинцев) и в 1-м рейсе г/с "Георгий Максимов" в 1979 г. (начальник экспедиции Г.Б. Удинцев). Некоторые исследования этого хребта выполнены попутно в рейсе г/с "Георгий Максимов" в 1980 г. В.К. Илларионовым (начальник экспедиции В.С. Головинский). Эти хребты изучали и другие исследовательские группы и экспедиции. Опубликованные результаты их работ были приняты во внимание авторами сборника и по возможности использованы при его подготовке, однако в основу положены материалы личных исследований.

Г.Б. Удинцев

КИТОВЫЙ ХРЕБЕТ

УДК 551.462 (261)

Г.В. Агапова

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КИТОВОГО ХРЕБТА

Китовый хребет является наиболее крупным горным сооружением в юго-восточной части Атлантического океана. Он разделяет две крупные котловины: Ангольскую и Капскую. Хребет простирается от континентальной окраины Африки (мыс Фрио) до подножия Срединно-Атлантического хребта на 3000 км. К береговой линии Африки он подходит почти под прямым углом, к срединному хребту — под углом 45° . Почти такое же простираение имеют два других крупных поднятия Юго-Восточной Атлантики — Гвинейское и хребет Агульяс.

Измерения глубин над Китовым хребтом, начатые в конце XIX в. на судах "Челленджер", "Газелле", "Вальдивия", "Интерпрайз", дали первые представления о существовании поднятия, которое тянется к юго-западу от африканского побережья. В 1-м издании Генеральной батиметрической карты океанов (ГЕБКО-I, 1903 г.) были намечены контуры и простираение поднятия, появились отметки, характеризующие его вершину, в частности банка Вальдивия. Гидрологические данные подтвердили существование барьера, препятствующего проникновению придонных антарктических вод из Капской котловины в Ангольскую [1]. Однако на картах Атлантического океана, появившихся в первой половине XX в., очертания хребта оставались схематичными, а его происхождение неясным.

Систематические исследования, начавшиеся в Мировом океане с середины XX в., долгое время не охватывали Китовый хребет. Лишь в результате попутных пересечений хребта стали известны некоторые детали его топографии, и по ним уточнялись батиметрические карты. На первой физиографической карте Атлантического океана, составленной Хизеном [2], хребет показан в виде монолитного массива, не достигающего Гринвичского меридиана. С конца 60-х годов в районе хребта проводятся специальные геолого-геофизические исследования, в том числе на судах "Вима" и "Конрад" [3]. Нис "Академик Курчатов" в 1975 г. детально исследовало юго-западную оконечность хребта, а г/с "Иван Киреев" в 1977–1978 гг. провело полигонные съемки в его центральной части. Рельеф хребта на отдельных участках был подробно исследован при проведении глубоководного бурения [4]: сначала — восточные участки хребта, прилегающие к материковому склону, затем — западные. Однако на многих батиметрических, геоморфологических и тектонических картах Китовый хребет все еще был показан как монолитное глыбовое поднятие незначительной протяженности. Лишь в последние годы появились новые батиметрические карты, на которых изображение рельефа соответствует современному уровню изученности и отражает особенности его морфологии. Среди карт наиболее интересными являются Генеральная батиметрическая карта океанов (ГЕБКО-V, лист 5.12), составленная Хизеном и Тарп [5], и карта Юго-Восточной Атлантики [6].

На основании данных 1-го рейса г/с "Иван Киреев", проходившего в районе хребта, материалов советских и зарубежных исследований и отметок глубин, содержащихся на планшетах ГЕБКО, была составлена крупномасштабная батиметрическая карта Китового хребта, уменьшенное изображение которой дано на рис. 1 (см. вкл.). Все пере-

численные карты основаны на значительном фактическом материале, на них впервые отражена сложная топография хребта и показана его истинная протяженность. Сопоставляя эти карты, можно видеть, что топография вершинных участков хребта передана в основных чертах одинаково. Однако изображения подножия хребта и прилегающих к нему участков котловин на карте ГЕБКО-V (лист 5.12) и на двух других упомянутых выше картах существенно различаются.

На листе карты ГЕБКО контуры отдельных фрагментов хребта и прилегающих котловин, как и других периферических поднятий и котловин Юго-Восточной Атлантики, подчинены простиранию субширотных разломов, пересекающих срединный хребет и протягивающихся почти до континентального подножия. Этим иллюстрируется масштаб и роль горизонтальных движений океанского дна, а также значение рифтогенеза в происхождении и геологической истории Китового хребта. Такая интерпретация непрерывности и четкой выраженности субширотных разломов в пределах котловин, особенно у окраин континентов, представляется недостаточно обоснованной фактическим материалом. Детальные исследования, проведенные в различных районах Мирового океана у подножий срединных хребтов, в котловинах и у окраин континентов, показывают, что в периферических частях океанов существуют разломы иной морфологии и ориентировки, чем разломы срединных хребтов [7]. А из разломов срединных хребтов лишь наиболее крупные могут быть прослежены в пределах прилегающих котловин в виде линейных зон. Видимо, этот вопрос требует для своего решения специальных исследований.

В пределах Китового хребта разломы распространены чрезвычайно широко и играют значительную роль в формировании его облика. Однако данные показывают, что границами отдельных блоков Китового хребта являются автономные разломы, ориентировка которых не зависит от субширотных разломов срединного хребта. Хребет характеризуется ярко выраженной морфоструктурной неоднородностью. Он представляет собой сложное глыбово-вулканическое образование, размещенное на невысоком общем основании. Подножие хребта находится на глубине 4500–5000 м. Массивные угловатые, разноориентированные блоки образуют систему хребта. Высота отдельных блоков достигает 2000–3000 м. Вершины некоторых блоков местами выровнены, местами осложнены вулканическими горами и выступами коренного рельефа. Размеры блоков, их относительная высота и расчлененность уменьшаются по простиранию хребта, а у подножия Срединно-Атлантического хребта блоки сменяются провинцией подводных гор. При этом крайней формой по простиранию хребта можно считать подводную гору Крауфорд.

Районирование хребта разные исследователи проводят неодинаково. Первоначально Эмери выделил две крупные части: блоковую северную и гористую южную [3]. По геолого-геофизическим признакам в блоковой части выделяют еще до шести сегментов [8]. Более правильным представляется районирование хребта по структурно-морфологическим признакам на три крупные провинции [9]. В качестве основных признаков принимаются различия в соотношении глыбовых и вулканических форм по простиранию хребта и особенности их батиметрического положения и морфологии. Выделяются основная (или блоковая) провинция, провинция платообразных массивов и провинция гор.

Разломы являются границами провинций и отдельных блоков в их пределах. Морфологически разломы выражены либо линейными уступами значительной протяженности, образующими склоны блоков, либо глубокими ложбинами и депрессиями, разделяющими блоки, либо приразломными грядами и хребтами, цепями гор. Подводные горы в основном вулканического происхождения являются отличительной чертой морфологии Китового хребта. Всего в пределах хребта расположено более 140 подводных гор. Количество гор возрастает по направлению к срединному хребту, при этом увеличивается их относительная высота и изменяется морфология. На рис. 2 приведена схема расположения подводных гор по провинциям Китового хребта и гистограм-

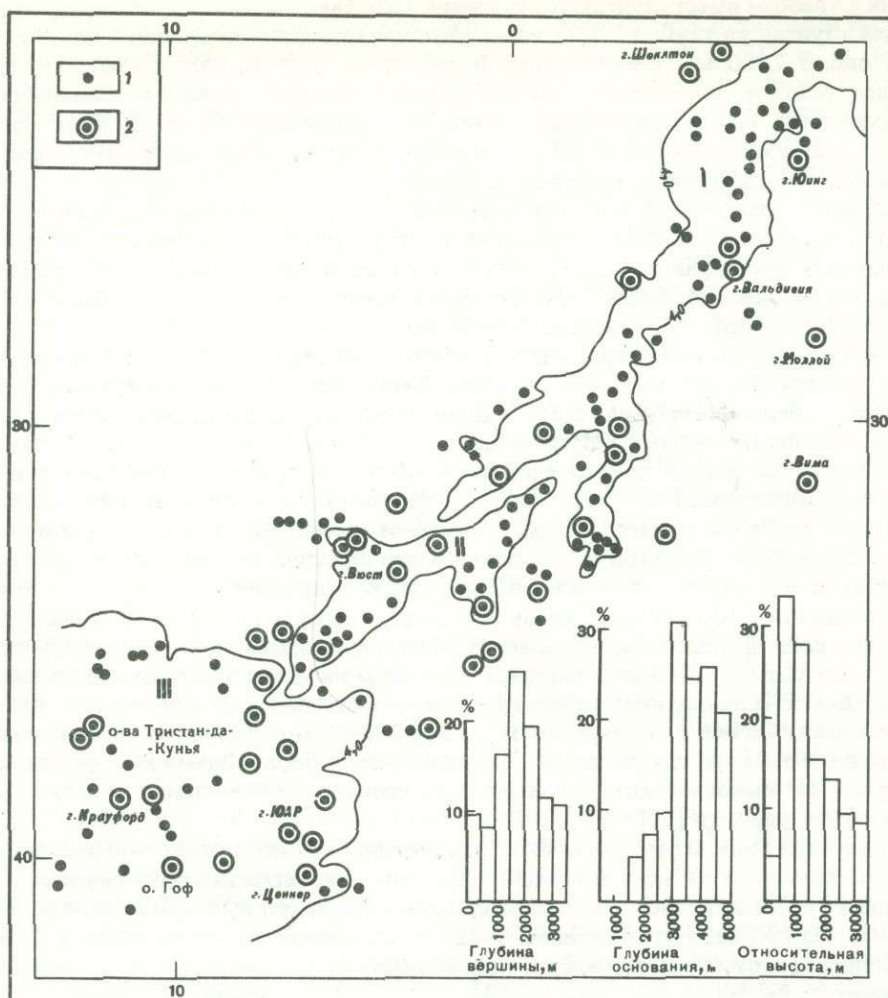


Рис. 2. Схема расположения подводных гор Китового хребта и гистограммы их распределения
 Относительная высота: 1 — до 2000 м, 2 — свыше 2000 м
 Морфологические провинции: I — блоковая, II — платообразных массивов, III — подводных гор

мы распределения гор по минимальным глубинам вершин, глубинам оснований и относительным высотам.

Блоковая провинция (I на рис. 2) простирается от континентальной окраины Африки до 34° ю. ш. и 2° з. д. Она состоит из четырех блоков, объединенных общим основанием. Расположены блоки кулисообразно, имеют продолговатую форму. Два из них простираются с северо-востока на юго-запад, а два — почти меридионально. Блоки имеют угловатые очертания, асимметричные поперечные профили и сравнительно выровненные вершины. Вершинная поверхность всех блоков располагается на глубинах менее 1500 м. Местами ее осложняют выступы акустического фундамента, которые являются отличительной чертой морфологии основной провинции хребта. По данным непрерывного сейсмического профилирования они прослеживаются на вершинах всех блоков. При этом на северо-восточном окончании хребта выступы образуют иногда параллельные гряды, между которыми лежит толща осадков мощностью более 1 км.

Самый северный блок провинции — хребет Фрио — простирается от континентальной окраины Африки к юго-западу на 350 миль. Континентальный склон в месте соче-

нения с хребтом имеет ступенчатое строение. Особенно выделяется обширная аккумулятивная ступень на глубине 2000 м, на которой мощность осадочного покрова составляет около 2000 м. Сейсмические и магнитные данные показывают, что под этой толщей осадков расположена сильно раздробленная поверхность основания. Блок асимметричен, его северный край ограничен уступом высотой до 2000 м, прорезанным глубокими каньонами [6]. У основания уступа лежит депрессия, заполненная осадками и не выраженная в современном рельефе.

Мощность осадочного покрова в южной части Ангольской котловины достигает 1000 м. Южный склон блока достаточно крут и расчленен. Два выступа акустического фундамента простираются вдоль вершины блока и окаймляют прогиб, заполненный осадками мощностью более 1 км. Северный выступ невысок. Его южный борт состоит из нескольких гребней, глубина над которыми 200–1000 м.

К юго-западу от блока Фрио отделенный от него седловиной находится центральный блок. Его протяженность около 400 миль. Блок имеет угловатые очертания и асимметричный поперечный профиль. Простирание его почти меридиональное. Восточный склон блока ограничен крутыми уступами различной ориентировки. С верхней части склона были получены осадки позднемиоценового возраста, содержащие планктонные и бентосные фораминиферы. Тодт [10] считает, что такие осадки могли отлагаться на сравнительно малых глубинах, и, следовательно, этот блок хребта располагался ранее ближе к поверхности океана. Западный склон блока более пологий, ступенчатый, на ступенях располагаются отдельные вулканические конусы. Вершина блока выровнена слоем осадков мощностью 300–400 м. Сквозь эту толщу осадков проходят отдельные выступы акустического фундамента, наиболее значительные вдоль восточной части вершины и меньших размеров — вдоль западной. На одном из таких выступов расположена банка Вальдивия. В понижениях между гребнями мощность осадков достигает 1500 м [11].

Несколько долин, ориентированных в широтном направлении, прорезают слой полупрозрачных осадков, покрывающих западный склон блока. Возможно, долины являются трассами эпизодических суспензионных потоков, стекающих с хребта в Китовую абиссальную равнину [12].

Небольшой блок северо-восточного простирания, протяженностью не более 250 миль, отделен разломом от центрального блока. Его относительная высота около 2500 м. Вершина хребта выровнена, и лишь местами ее осложняют выступы акустического фундамента. На гребне, расположенном у 28° ю. ш., осадочный чехол тонок, и на записях профилографа отмечена холмистая поверхность, характерная для магматического основания.

Самый южный блок основной провинции представляет единое горстовое поднятие меридионального простирания, протяженностью около 400 миль и относительной высотой более 3000 м. Его крутые склоны имеют угловатые очертания и лишены осадочного покрова, а на вершине блока располагается цепь крупных плосковершинных вулканов, слившихся в основании. Предполагают, что эти вулканы центрального типа, находившиеся в палеоцене у уровня океана, были срезаны абразией и начали погружаться в среднем эоцене. В понижениях между гребнями и горами, осложняющими вершину, отмечены скопления осадков мощностью 100–200 м.

Детальные полигонные исследования были проведены в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов" у 32° ю. ш. и 2° в. д. Здесь блок представляет собой горстовое массивное поднятие с выровненной, слегка выпуклой вершиной и крутыми склонами [9]. Минимальная глубина над вершиной менее 1000 м, ширина вершины 20–25 миль. На глубинах немногим более 1500 м вершина ограничена четким перегибом. Склоны блока осложнены ступенями и пиками, на западном склоне обнаружен пик относительной высотой более 1000 м. Выпуклый выровненный профиль вершины, судя по материалам сейсмопрофилирования, создан шапкой осадков. У подножия хребта осадки формируют аккумулятивные шлейфы мощностью до 1000 м.

Провинция платообразных массивов (II на рис. 2) начинается с отрога, отходящего от основной провинции хребта в районе 30° ю. ш. и 2° в. д. Коннари называет большую

часть этих массивов провинцией Китовых гийо. Мы считаем, что правильнее было бы дать такое название области, которая расположена к юго-западу от 36° ю. ш., между провинцией платообразных массивов и подножием Срединно-Атлантического хребта. Часть массивов ориентирована по простиранию хребта, часть — почти по нормали к простиранию. Разделены массивы трогообразными ложбинами, представляющими собой, по-видимому, днища приразломных депрессий. Массивы, образующие провинции, продолговаты по форме, имеют крутые склоны и выровненные вершины, на которых располагаются цепи слившихся основаниями плосковершинных гор. Среди гор наиболее крупной является Вюст с глубиной 977 м. Глубина над остальными вершинами 1000—1500 м, высота гор 2000—3000 м. Многие из гор представляют гийо [11, 13]. Диаметр вершин некоторых гор 20—60 км. На фотографиях некоторых вершин отмечены обнажения подушечных лав, угловатые выходы коренных пород и гальки, прикрытые небольшим слоем осадков [11]. Осадки, содержащие мелководные бентосные фораминиферы эоценового возраста, были взяты со склонов гор в точках с координатами $33,3^\circ$ ю. ш. и $2,3^\circ$ в. д., $34,8^\circ$ ю. ш. и $5,1^\circ$ з. д. Возможно, что горы находились в эоцене у поверхности воды [11]. У 33° ю. ш. и 5° з. д. были проведены полигонные исследования двух параллельных небольших хребтов, расположенных вкрест простирания основного хребта [9]. Вершины хребтов расположены на глубинах 1300—2000 м, выровнены. Склоны имеют крутизну до $17\text{--}20^\circ$. Морфология хребтов и их положение дают возможность рассматривать их как разломные, связанные с крупным смещением блоков по простиранию.

Провинция гор (III на рис. 2) отделена от провинции платообразных массивов у 36° ю. ш. глубоким проходом, по которому придонные антарктические воды проникают из Ангольской в Капскую котловину. По-видимому, он представляет собой крупную разломную ложбину. Коннари [11] предполагает, что блоковая и платообразная провинции образовались в различное время. Здесь блоковые формы сменяются вулканическими горами, образующими по простиранию хребта отдельные группы и гряды. Провинция включает крупные горы с относительными высотами более 3000 м, среди них Мак-Ниш, ЮАР, Крауфорд, Адмирал Ценкер, острова Гоф и Тристан-да-Кунья, представляющие собой крупные вулканические постройки, а также ряд гор с относительной высотой 1000—2003 м, всего около 140 гор. Они, как правило, имеют коническую форму, часто со срезанной вершиной. Склоны гор почти не расчленены и круты. С горами четко связаны сильные гравитационные и магнитные аномалии, подтверждающие вулканическую природу гор. Острова Тристан-да-Кунья являются массивом из слившихся вулканов, один из которых извергался в 1961 г. Многие плоские вершины расположены на том же уровне, что и вершины в провинции платообразных массивов (1000—1500 м). Мелководная фауна, найденная на двух гийо, свидетельствует о том, что в эоцене горы могли быть расположены у поверхности океана. Наиболее крупные горы и острова западной оконечности хребта образуют систему, связанную, видимо, с разломом. В целом эта провинция исследована слабо, и вполне вероятно, что здесь будут обнаружены новые горы.

У подножия Срединно-Атлантического хребта горы создают узел, связывающий его с Китовым хребтом. Скопления вулканических гор характерны для мест сочленения срединных хребтов с крупными структурами ложа океана. Однако пока нет единого мнения, следует ли рассматривать провинцию гор как самостоятельную структурную единицу или нужно отнести ее к Китовому или Срединно-Атлантическому хребту. А.В. Ильин [14] выделяет ее как лавовое плато на склоне срединного хребта. Нам кажется более вероятным ее положение в системе Китового хребта, по простиранию которого провинция расположена и генетически с ним связана. Дальнейшие исследования помогут решить этот вопрос.

У подножия Китового хребта располагаются абиссальные равнины, обнаруженные сравнительно недавно. Они образуют шлейфы, которые лежат на 200—400 м выше дна Ангольской и Капской абиссальных равнин. Равнины Пиит и Китовая отделены от Ангольской равнины невысоким пологим порогом, отходящим от центрального блока

Китового хребта. Местоположение, поверхность дна и состав донных осадков на дне этих небольших равнин свидетельствуют о том, что равнины начали формироваться в период более высокого батиметрического положения хребта и продолжают существовать до сих пор за счет его подводного разрушения. Их поверхность лежит ниже глубины карбонатной компенсации, но в верхнем слое слагающих их осадков обнаружены турбидитные карбонатные отложения мощностью до 12 м. Предполагают [11], что они были отложены суспензионными потоками, спускавшимися со склонов хребта, когда последний занимал более высокое батиметрическое положение. Каньоны, по которым стекали потоки, существуют и сейчас.

Морфология Китового хребта сложна и изменчива по простиранию. Хребет представляет собой систему разноориентированных блоков, различающихся по форме и разделенных разломами. Блоки имеют глыбовую природу и осложнены вулканическими постройками. Размеры и высота блоков уменьшаются по простиранию хребта от Африканского континента, и глыбовые формы с вулканическими постройками постепенно сменяются отдельными вулканическими горами. Границами, по которым происходит изменение морфологии и простираний отдельных блоков, являются разломы, пересекающие хребет в различных направлениях и ограничивающие его фланги. Разломы достаточно четко выражены в рельефе дна и почти всегда подтверждаются геофизическими данными. На всех блоках отмечаются выровненные поверхности на вершинах и склонах, под которыми погребен расчлененный коренной рельеф. Поверхности выравнивания на склонах, возможно, могут свидетельствовать о более высоком батиметрическом положении отдельных блоков и их постепенном и неравномерном погружении. Плоские абиссальные равнины у подножия хребта свидетельствуют о его постепенном разрушении. Разломы и сбросы являются признаками растяжения коры. В то же время глубоководные участки между Срединно-Атлантическим хребтом и окраиной континента являются областями опускания, наиболее интенсивно проходившего в мезозое—кайнозое [14]. О погружении окраины материка в этом регионе свидетельствует и глубина края материковой отмели, опущенной на глубину до 400 м. Таких глубин погружения края отмели не отмечено нигде вдоль всего западного побережья Африки.

О значительной роли вулканизма в формировании хребта говорят многочисленные подводные горы восточной части хребта, а увеличение числа и размеров гор в западной его части свидетельствует о различном соотношении тектонического и вулканического факторов формирования его поверхности.

Происхождение Китового хребта, как и многих других асейсмичных поднятий Атлантического океана, пока до конца не выяснено, а имеющиеся данные не дают однозначного решения вопроса. М.В. Кленова и В.М. Лавров отмечают морфологическое сходство Китового хребта с миоценовой морфоструктурой дамарской складчатости на юго-западном побережье Африки и предполагают, что хребет в своем современном виде оформился в неогене [16]. А.Ю. Юнов [17] рассматривает восточную часть хребта (основную провинцию) как наиболее древнюю региональную структуру, которая уже в мелу разделяла различные тектонические области континентальной окраины Западной Африки. Западные участки хребта, по его мнению, были созданы в мелу в результате поднятия фундамента вдоль разломов преимущественно меридионального и восток-северо-восточного простираний, а затем в мезозое-кайнозое начали постепенно погружаться. Видимо, погружение этого древнего, разрушающегося поднятия идет медленно и неравномерно, о чем свидетельствуют глубины над вершинами отдельных подводных гор и образцы пород, поднятых с хребта. Максимальное погружение при этом оценивается в 3000 м [15].

А B S T R A C T

Walvis Ridge is a complex blocky-volcanic construction, characterised by strong morphostructural inhomogeneity. It consists of several rises of different orientation, which comprise a system 3000 km long, crossing nearly half of the Atlantic Ocean from northeast to south.

west. These rises are divided by fracture zones, on their tops seamounts of different size are often situated. There are nearly 40 seamounts within the Walvis Ridge. Their number and relative height increase to the southwest, where rises are gradually replaced by seamounts. Basing on morphostructural features the ridge is divided into three provinces: province of block rises, province of plateaus and province of seamounts. Each of them is described in detail. Morphological evidences show that the Walvis Ridge is an old structure, which had undergone substantial subsidence. Bathymetric, map and seamount distribution scheme are represented.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Wüst G.* Das Bodenwasser und die Gliederung der Atlantischen Tiefsee//Wiss. Ergeb. Dt. Atl. Expedit. "Meteor", 1925–1927. 1933. Bd. 6(1). P. 1–107.
2. *Хизен Б.С., Тарп М., Юинг М.* Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 147 с.
3. *Emery K.O., Uchupi E., Phillips S.* et al. Continental margin off western Africa, Angola to Sierra-Leone//AAPG Bull. 1975. Vol. 59, N 12. P. 2209–2265.
4. *Moore T.C., Rabinowitz P.D., Boersma A.* et al. The Walvis Ridge transect, Deep Sea Drilling Project Leg. 74: The geological evolution of an oceanic plateau in the South Atlantic Ocean//Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94. P. 907–925.
5. General bathymetric chart of the oceans. 5 ed. Sheet 5.12. Ottawa: Hydrogr. off., 1978.
6. *Rabinowitz P.D., Shackleton L.* Around Southern Africa//Lamont-Doherty Geol. Observ., Univ. Cape-Town, 1980. Chart 526A.
7. *Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Системы разломов в Тихом океане//Геотектоника. 1980. № 4. С. 21–28.
8. *Захаров М.В.* Структурно-тектоническая неоднородность Китового хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования//Океанология. 1981. Т. 21, вып. 3. С. 489–494.
9. *Удинцев Г.Б., Литвин В.М., Марова Н.А.* и др. Морфоструктура юго-западной части Китового хребта//Там же. 1976. Т. 16, вып. 2. С. 266–272.
10. *Todt F.* Maestichtian (Late Cretaceous) foraminifera from a deep sea core off southwestern Africa//Rev. Esp. Micropaleontol. 1970. vol. 2. P. 131–154.
11. *Ewing M., Saito T., Ewing J.* Cretaceous and Tertiary sediments from the Walvis Ridge//Geol. Soc. Amer. Ann. Mtg. Abstracts. 1966. P. 64.
12. *Simpson E.S.W., Du Plessis A.* Bathymetric, magnetic and gravity data from the continental margin of South-Western Africa//Can. J. Earth Sci. 1968. Vol. 5. P. 1119–1123.
13. *Руденко М.В.* Подводные горы Атлантического океана//Изв. ВГО. 1976. Т. 107, вып. 4. С. 295–301.
14. *Ильин А.В.* Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
15. *Резанов И.А.* Крупные опускания дна и постоянство уровня океана//Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 8. С. 3–12.
16. *Кленова М.В., Лавров В.М.* Геология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 458 с.
17. *Юнов А.Ю.* Континентальная окраина Западной Африки//Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. С. 125–132.

УДК 550.83 (26)

М.В. Захаров, А.Ф. Береснев, А.Ю. Саидов, В.Н. Ефимов

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ И АКУСТИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Фактический материал. Китовый хребет представляет собой сложное эшелонированное поднятие, протягивающееся на 3000 км от шельфа Южной Африки до восточного склона Срединно-Атлантического хребта. Основная его часть, смыкающаяся с континентальной окраиной, представлена пятью крупными блоками (рис. 1, I–V), а дальше к западу он как бы распадается на множество подводных гор разных размеров и формы, иногда сливающихся в небольшие группы.

В региональной структуре океана Китовый хребет является аномальным элементом, так как он сечет субмеридиональные структурные зоны почти половины океана. Его относят к группе асейсмичных поднятий, отличающихся от срединно-океанических

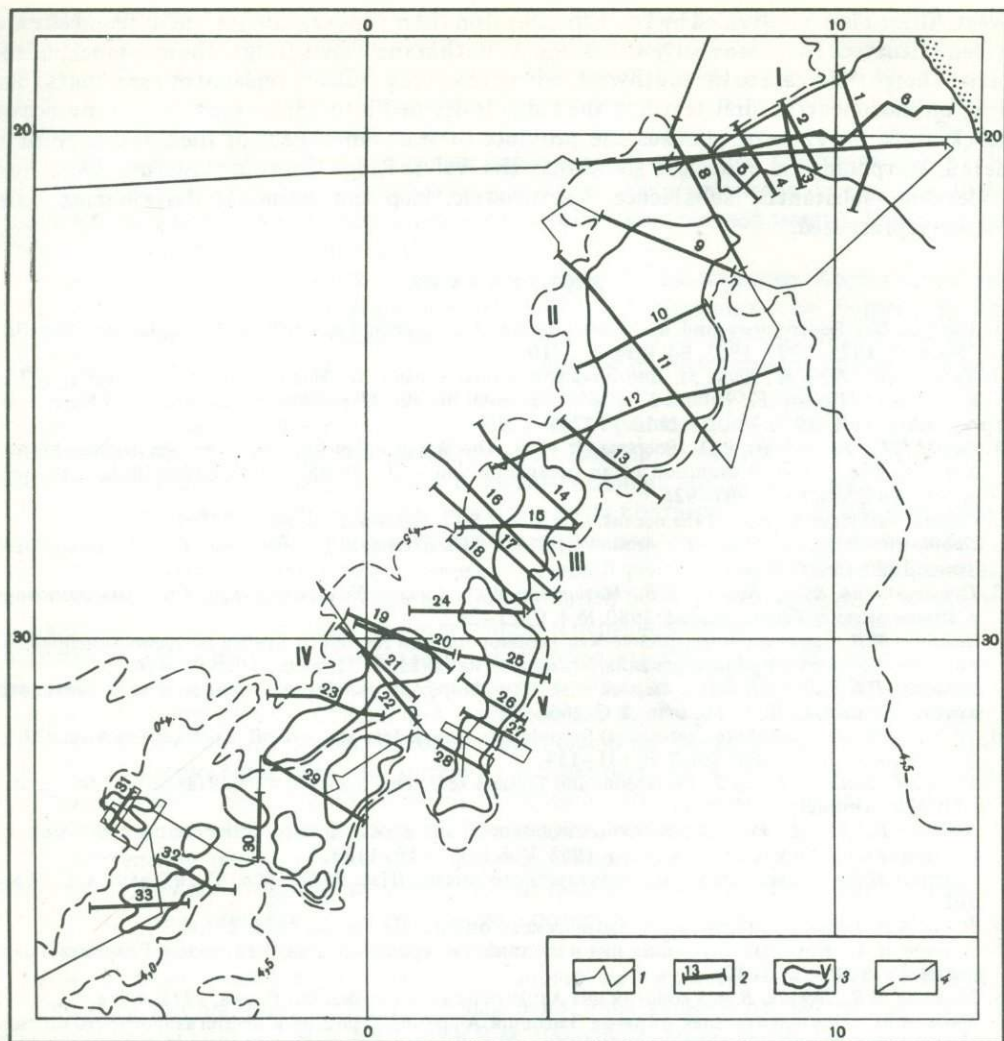


Рис. 1. Схема расположения профилей НСП

1 — маршрут 20-го рейса нис "Академик Курчатов (на юге) и 1-го рейса г/с "Иван Киреев" (на севере); 2 — профили НСП, приведенные на рис. 5-10, и их номера; 3 — контуры основных блоков хребта и их номера; 4 — изобаты подножия хребта (км)

хребтов резко редуцированной и по-иному распределенной сейсмичностью, а также морфологией. Вопрос о происхождении асейсмичных поднятий не решается однозначно, а следовательно, остаются неясными их геодинамическая роль и место в ряду структур океанского дна.

В настоящей работе предпринята попытка расшифровки внутренней структуры Китового хребта, поскольку она позволяет понять особенности процесса образования хребта и его последующую геологическую историю. Основными для анализа выбраны материалы непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и сейсмического зондирования, которые из всех геофизических методов наиболее полно и объективно освещают внутреннее строение океанского дна. Для выяснения геологической природы акустического фундамента к анализу привлекались магнитометрические материалы, а для выяснения природы акустических границ — данные глубоководного бурения.

Многие советские и зарубежные экспедиции охватывали район Китового хребта

комплексной геолого-геофизической съемкой, но лишь попутно. Поэтому хребет не имеет единой планомерной съемки и геофизические профили расположены здесь случайным образом, ориентированы хаотично и образуют неправильную и неравномерную сеть. На рис. 1 показано расположение основных профилей НСП, использованных в интерпретации и приведенных на последующих рисунках. На нем нанесены маршруты 20-го рейса нис "Академик Курчатов" [1], 1-го рейса г/с "Иван Киреев" [2], профили, полученные в экспедициях зарубежных судов: "Вима" — рейсы 1809 [3, 4], 1912, 2712 [5], "Конрад" — рейсы 0801 [5], 1313 [6, 7], "Атлантис-II" — рейсы 6705, 6706 [8, 9], "Гломар Челленджер" — рейс 39 [10], "Чейн" — рейс 99-4-1 [8], "Жан Шарко" — рейс WALDA [11, 12], "Томас Б. Дэви" — рейс 388 [13].

На рис. 1 нетрудно видеть, что меньше всего изучены блоки II, IV и лежащие к западу возвышенности. Наиболее детально изучена южная оконечность блока III, где в период подготовки к глубоководному бурению был отработан полигон с плотной и равномерной сетью галсов [13]. По качеству профили НСП можно разделить на три группы: 1) профили низкого качества, снятые в период до 1970 г., на которых из-за несовершенства аппаратуры и использования взрывчатых веществ внутренняя структура осадочного чехла не разрешена и глубинность исследования невелика; 2) профили высокого качества, полученные с использованием невзрывных источников и совершенной аппаратуры, на которых акустический фундамент достигнут почти везде (кроме участков, где мощность осадков превышает 3 км) и тонкая структура осадочного чехла четко разрешена; 3) профили разных лет, о качестве которых судить трудно, поскольку они имеются в публикациях только в интерпретированном виде, а не в виде волновой картины.

Сейсмическая характеристика осадочного чехла и акустического фундамента. Типы фундамента и чехла. По характеру волновой картины НСП в районе Китового хребта можно выделить три типа акустического фундамента: гладкий, шероховатый и раздробленный. Для Капской котловины характерен гладкий или шероховатый фундамент, для Ангольской — шероховатый, отличающийся от фундамента Капской котловины несколько большей амплитудой расчленения поверхности.

На Китовом хребте наблюдаются все три типа акустического фундамента. Для блоков I—IV характерна следующая картина: в котловинах на подходе к хребту фундамент шероховатый, на склонах хребта он становится гладким, на вершине иногда переходит в раздробленный. Для блока V и подводных гор характерен гладкий акустический фундамент. Это указывает, во-первых, на различие фундамента хребта и котловин и, во-вторых, на несколько разных геологический характер акустического фундамента в пределах Китового хребта.

Опираясь на классификацию Юинга и др. [14], можно в первом приближении выделить два типа осадочного разреза: акустически прозрачный и акустически непрозрачный. Первый тип разреза характеризуется записью невысокой оптической плотности, в которой можно выделить умеренное (не более четырех-пяти) число отражающих границ, иногда разделенных участками светлой бесструктурной записи и реже — интерферирующих друг с другом. Прозрачный разрез встречается чаще всего в Ангольской котловине и в вершинной части Китового хребта. Второй тип разреза дает оптически очень плотную запись, состоящую из большого числа сложно интерферирующих конформных осей синфазности разных отражений, разделить которые довольно трудно. Это показывает, что такой разрез является существенно тонкослоистым. Акустически непрозрачный разрез характерен для Капской котловины.

Описанное распределение типов осадочного разреза показывает, что Ангольская и Капская котловины заметно различаются по строению и физическим свойствам осадочной толщи, что можно связать с различными условиями осадконакопления по разные стороны Китового хребта. Осадочный покров самого хребта больше похож на покров Ангольской котловины, хотя и имеет существенные отличия во внутренней структуре.

Акустическая стратиграфия осадочного покрова Китового хребта в целом не укла-

дывается в схему, предложенную для Ангольской и Капской котловин по данным НСП и бурения [8, 9, 15]. Согласно этой схеме, осадочный покров делится на три части двумя опорными отражающими границами, которые обозначаются АП (нижняя) и D (верхняя).

Однако в осадках хребта такой стройной картины не наблюдается. Горизонт АП прослеживается лишь иногда и на небольших отрезках профилей в виде конформной акустическому фундаменту границы, иногда облекающей последний, а иногда экранирующей его. Над горизонтом АП могут быть выделены одна-две опорные отражающие границы, но отнесение какой-либо из них к горизонту D проблематично. Даже в тех случаях, когда имеется профиль НСП, пересекающий хребет и имеющий хорошие выходы в котловины, прослеживание горизонтов АП и D, надежно выделенных в котловинах, на Китовом хребте чаще всего весьма затруднительно. В осадках на хребте или выпадает какой-либо из горизонтов (чаще D), или появляются опорные отражающие границы, не похожие на указанные горизонты, или строение осадочного покрова на хребте меняется настолько, что никакое сопоставление с котловинами невозможно.

В пределах любого отдельно взятого блока хребта строение осадочного покрова может резко меняться, что приводит к нарушению корреляции опорных границ, к появлению зон, где невозможно выделить из имеющихся какую-либо границу как опорную; зачастую это исключает возможность расшифровки акустической стратиграфии даже в пределах данного блока Китового хребта. Некоторые из указанных трудностей можно объяснить разным качеством материалов НСП и методически неудачным расположением профилей. Однако пока на основании имеющихся материалов построить схему акустической стратиграфии Китового хребта не представляется возможным.

Скоростные характеристики осадочного покрова и акустического фундамента. Эти данные необходимы для объективных структурных построений в масштабе глубин. В многоканальной сейсморазведке разработано много способов обобщения и представления скоростных данных для нужд структурных построений и анализа особенностей разреза. При исследованиях методом НСП в океанах скорость распространения упругих волн обычно принимается постоянной и равной 2 км/с и все расчеты производятся исходя из этого параметра. Однако такое предположение можно считать справедливым только для пелагической области, где условия осадконакопления более или менее постоянны, тогда как в области континентальной окраины, где встречаются осадки максимальной мощности, предположение о постоянстве сейсмической скорости может не выполняться, что приведет к искажению в структурных построениях.

На приматериковую часть Китового хребта и котловин имеются данные сейсмического зондирования с использованием сейсмических радиобуев, поэтому здесь есть возможность проанализировать пространственные и вертикальные вариации скоростных характеристик [16]. Использовались результаты обработки одиночных годографов первых вступлений, полученных по общепринятой методике. Линейность годографов, возможность проследить их в области последующих вступлений, четкая дифференциация групп осей синфазности, монотонность изменений наклона годографа позволяют считать зарегистрированные в первых вступлениях волны головными преломленными или преломленно-слаборефрагированными и дают основание признать однородно-слоистую модель в качестве адекватной интерпретационной модели. Параметры слоистой модели среды, полученные разными авторами, сведены в таблицу.

Для сопоставления этих данных необходимо идентифицировать преломляющие границы на колонках сейсмического зондирования с отражающими границами, надежно выделяемыми методом НСП, с тем чтобы прослеживать пространственные вариации скоростных свойств по некоторой региональной опорной границе. В качестве такой границы естественнее всего выбрать акустический фундамент, тем более, что во многих случаях [8, 12] точки сейсмического зондирования были специально расположены на линии профилей НСП, что позволяет проводить прямое сравнение данных во временном масштабе.

Сопоставление данных двух методов позволило установить, что обычно фундаменту соответствует последняя преломляющая граница, однако местами имеются преломляющие границы и ниже. В отдельных случаях в силу технических или сейсмогеологических причин фундамент при сейсмическом зондировании не был достигнут. При сопоставлении выяснилось также, что выделенные методом НСП опорные отражающие границы АП и D в области котловин хорошо совпадают с преломляющими границами, лежащими выше акустического фундамента. Это свидетельствует о том, что границы в изучаемом разрезе являются физическими границами первого рода.

По имеющимся данным были построены карты средней сейсмической скорости в осадочном слое и граничной скорости по акустическому фундаменту [16].

Карта средних сейсмических скоростей в осадочной толще показывает, что повышенные (до 2,3–3,4 км/с) их значения характерны для зоны континентального шельфа, а в пелагической области средние скорости в осадках существенно меньше и обычно не превышают 1,8–2,4 км/с. Между тем выявились довольно обширные линзы и языки высокоскоростного материала, выходящие с шельфа в котловины в районе блока I и несколько южнее. Данные глубоководного бурения [15] выявили аналогичную картину: в скв. 362 сейсмическая скорость в осадочных породах у забоя оказалась значительно выше, чем в скв. 363, расположенной дальше от берега. Болли и др. [15] объяснили этот факт интенсивной перекристаллизацией и уплотнением карбонатных пород под действием геостатического давления, которое, естественно, больше в шельфовой области, где больше мощность осадков. Если принять это объяснение, то можно считать, что на шельфе и на блоке I Китового хребта накопились осадки достаточной мощности и образовались благоприятные для перекристаллизации условия, а на блоке II и последующих, где скорости в осадочной толще также низки (1,8 км/с для блока V [17], 1,6 км/с для одной из подводных гор, лежащих западнее [10]), такие условия не существовали.

4621
Граничная сейсмическая скорость по акустическому фундаменту обнаруживает довольно значительные пространственные вариации, изменяясь от 3,4 до 5,8 км/с. В субширотном направлении намечается несколько сменяющих одна другую скоростных зон. В прибрежной части акустический фундамент характеризуется относительно повышенными граничными скоростями, превышающими 5,5 км/с. Дальше к западу, в зоне перехода шельфа в континентальный склон, скорости уменьшаются, иногда достигая 4,5 км/с. При выходе котловины отмечена прерывистая зона повышенных до 5,5–5,8 км/с граничных скоростей, которые западнее, на блоке II, уменьшаются до 4–3,5 км/с.

Указанная закономерность, возможно, свидетельствует о смене геологической природы акустического фундамента в субширотном направлении. Можно предположить, что зоны повышенных скоростей соответствуют акустическому фундаменту, представленному кристаллическими породами, а пониженная граничная скорость связана с выходом в акустический фундамент горизонтов уплотненных осадочных пород или переслаивания эффузивных и осадочных пород.

Характер вертикального распределения скоростных свойств разреза свидетельствует о принципиальном различии осадочного чехла шельфовой и пелагической областей. На рис. 2 приведена сводная по всем точкам сейсмического зондирования зависимость среднеинтервальной скорости $V_{\text{ср}}$ от глубины H . В облаке экспериментальных точек можно заметить две закономерности (1 и 2 на рис. 2). Эти закономерности в первом приближении описываются следующими уравнениями линейной регрессии:

$$V_{\text{ср}}^{(1)}(H) = (1,56 + 0,35H) \pm 0,2, \quad (1)$$

$$V_{\text{ср}}^{(2)}(H) = (1,66 + 0,61H) \pm 0,21, \quad (2)$$

где $V_{\text{ср}}$ – в км/с; H – в км.

Большинство точек, попадающих в полосу значений уравнения (2), получено при сейсмических зондированиях, расположенных в пределах обширной линзы высокоско-



Параметры слоистой модели среды по данным сейсмических зондирований
(V_j – сейсмическая скорость в слое, км/с; H_j – мощность слоя, км)

Номер точки зондирования	Номер слоя					
	1		2		3	
	V_1	H_1	V_2	H_2	V_3	H_3
01	1,8	0,95	2,56	0,38	3,01	1,05
02	1,8	0,4	2,27	1,0	3,1	0,78
03	1,8	0,17	2,28	0,58	2,74	0,32
04	1,8	0,47	5,65	–	–	–
05	1,8	1,2	2,87	0,63	3,42	1,23
06	1,8	0,44	2,24	0,45	3,66	–
110	1,8	0,44	2,24	0,78	3,0	0,35
11	1,8	0,35	2,23	0,79	2,98	0,77
12	1,8	0,65	2,28	0,1	3,76	0,78
13	1,8	0,4	2,56	0,67	3,97	1,97
15	1,8	0,92	2,83	0,64	3,65	1,72
17	1,8	0,26	2,90	1,46	3,15	0,31
19	1,8	1,66	3,37	2,1	5,96	–
20	1,8	1,1	5,88	–	–	–
21	1,8	0,30	3,34	0,30	5,75	–
43	1,7	0,37	2,0	0,51	2,25	0,95
44	2,2	1,57	3,0	1,41	3,7	0,73
45	1,7	0,68	2,4	0,68	3,2	1,26
46	1,6	0,36	2,3	0,24	2,6	1,0
47	1,8	0,05	2,0	0,32	2,6	0,8
48	1,9	0,41	2,0	0,21	2,7	1,1
49	2,0	0,31	2,1	0,57	2,3	0,21
50	2,1	0,33	2,2	1,40	–	–
51	2,0	1,00	2,6	0,84	3,5	1,2
52	1,6	0,40	1,9	0,47	2,6	2,0
53	1,9	1,02	2,8	0,42	3,0	0,27
54	1,9	0,42	2,0	1,05	2,4	0,82
55	1,8	0,13	2,6	1,45	3,5	2,74
56	2,3	0,89	5,0	–	–	–
58	1,9	0,22	2,8	0,21	4,4	–
59	2,0	0,29	2,7	1,14	3,3	–
60	1,8	0,38	2,0	0,6	3,6	0,68
62	2,3	1,16	2,5	1,4	4,3	–
63	1,8	0,33	3,4	0,79	4,4	0,5
66	1,8	1,07	5,7	–	–	–
70	1,6	0,28	2,1	1,32	3,6	1,5
71	1,9	0,95	2,8	0,9	3,0	0,78
72	2,0	0,59	2,4	0,58	4,5	–
73	1,6	0,53	4,8	–	–	–
058	2,3	0,39	2,6	0,3	4,3	1,2
059	1,7	0,18	2,2	0,4	2,0	0,4
073	1,7	0,3	2,2	0,13	–	–
219	1,8	0,24	4,46	0,2	4,56	–
220	1,8	0,55	2,22	0,12	2,53	0,57
AK20	2,0	0,2	3,8	2,0	5,7	–

Номер слоя				$V_{гр}$ по подошве модели, км/с	Средняя скорость, км/с	Граничная скорость по фундаменту, км/с
4		5				
V_4	H_4	V_5	H_5			
4,71	0,38	5,21	0,75	6,06	2,5	5,2
4,43	—	—	—	—	2,4	4,4
5,46	0,33	—	—	—	2,3	5,5
—	—	—	—	—	1,8	5,7
5,05	—	—	—	—	2,5	5,0
—	—	3,62	2,59	—	3,0	5,5
3,32	0,89	3,68	0,59	4,15	2,7	4,2
3,68	1,2	4,15	—	—	2,7	4,2
4,59	0,89	5,57	—	—	3,0	5,6
5,24	0,97	5,49	—	—	3,4	5,5
5,83	—	—	—	—	2,7	5,8
5,64	—	—	—	—	2,7	5,6
—	—	—	—	—	2,4	6,0
—	—	—	—	—	1,8	5,9
—	—	—	—	—	2,3	5,8
5,3	1,86	7,3	—	—	2,0	5,3
4,7	—	—	—	—	2,7	4,7
4,2	—	—	—	—	2,4	4,2
3,6	1,1	5,2	1,32	6,2	2,6	5,2
3,8	0,44	4,6	2,2	7,0	3,5	7,0
2,8	1,0	—	—	—	2,5	—
2,5	1,0	4,8	—	—	2,3	4,8
—	—	—	—	—	2,2	—
5,2	—	—	—	—	2,6	5,2
5,3	—	—	—	—	2,3	5,3
3,5	3,0	4,6	—	—	2,6	4,6
4,8	0,71	5,8	—	—	2,1	4,8
4,5	—	—	—	—	3,0	5,5
—	—	—	—	—	2,3	5,0
—	—	—	—	—	2,3	4,4
—	—	—	—	—	2,5	3,3
—	—	—	—	—	2,4	—
—	—	—	—	—	2,4	4,3
5,0	—	—	—	—	3,0	5,0
—	—	—	—	—	1,8	5,7
5,4	—	—	—	—	2,5	5,4
3,7	0,34	4,9	1,42	5,7	2,5	4,9
—	—	—	—	—	2,2	4,5
—	—	—	—	—	1,6	4,8
5,0	1,2	5,4	—	—	3,4	5,0
4,8	1,3	5,8	—	—	3,0	5,8
—	—	—	—	—	1,8	—
—	—	—	—	—	2,5	4,6
3,28	—	—	—	—	2,1	3,3
—	—	—	—	—	2,0	3,8

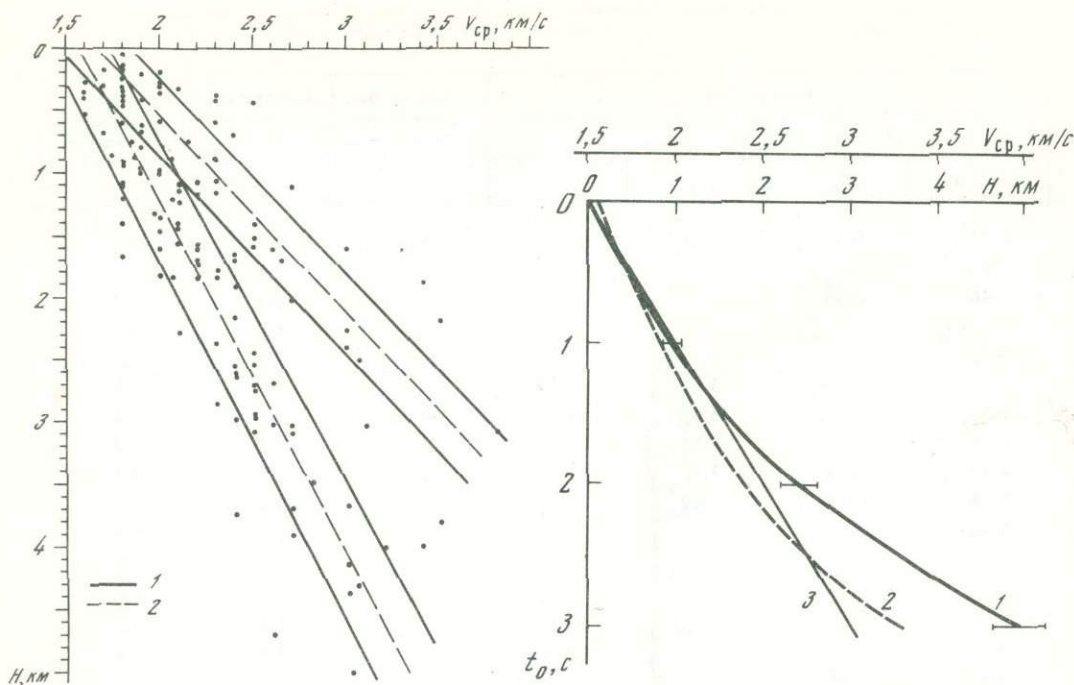


Рис. 2. Сводная зависимость $V_{cp}(H)$ для осадочного чехла приматериковой части Китового хребта
 1 – аппроксимирующие линейные скоростные законы; 2 – границы интервала неопределенности

Рис. 3. Графики зависимостей $V_{cp}(t_0)$ и $H(t_0)$
 1 – $H(t_0)$; 2 – $V_{cp}(t_0)$; 3 – $H(t_0) = t_0$

ростных осадков в районе блока I, а точки, удовлетворяющие уравнению (1), лежат на значительном удалении от берега. Таким образом, осадки шельфовой и пелагической областей описываются разными уравнениями $V_{cp}(H)$ и, по-видимому, уравнение (1) можно предложить к использованию для юго-западной части Китового хребта и прилегающих котловин, которые не охвачены сейсмическим зондированием.

Из уравнения (1) легко вывести зависимости $V_{cp}(t_0)$ и $H(t_0)$:

$$V_{cp}^{(1)}(t_0) = \frac{1,56}{1 - 0,175} \pm 0,2t_0,$$

$$H(t_0) = \frac{1,56}{2 - 0,35} \pm 0,1t_0,$$

где t_0 – в с. Графики этих зависимостей приведены на рис. 3. На нем нанесена также прямая $H(t_0) = t_0$, т.е. зависимость $H(t_0)$ при постоянной средней скорости в среде, равной 2 км/с. Нетрудно видеть, что эта прямая и экспериментальная кривая $H(t_0)$ значительно расходятся при $t_0 > 1,5$ с. Это означает, что при $t_0 < 1,5$ с (что соответствует мощности осадков до 1,5 км) для пересчета временных разрезов НСП в масштаб глубин можно пользоваться традиционным допущением $H(\text{км}) = t_0(\text{с})$, но при больших временах такое допущение является источником значительных ошибок, быстро увеличивающихся с глубиной. Заметим, что если взять уравнение (2), характерное для осадочно-го слоя на шельфе, то область прямой пропорциональности H и t_0 сузится примерно до $t_0 < 0,9$ с, а дальше $H(t_0)$ будет все круче возрастать с ростом t_0 . Это необходимо учитывать при анализе временных разрезов НСП в области континентальной окраины, так как во временном масштабе истинная мощность осадков может быть сильно искажена.

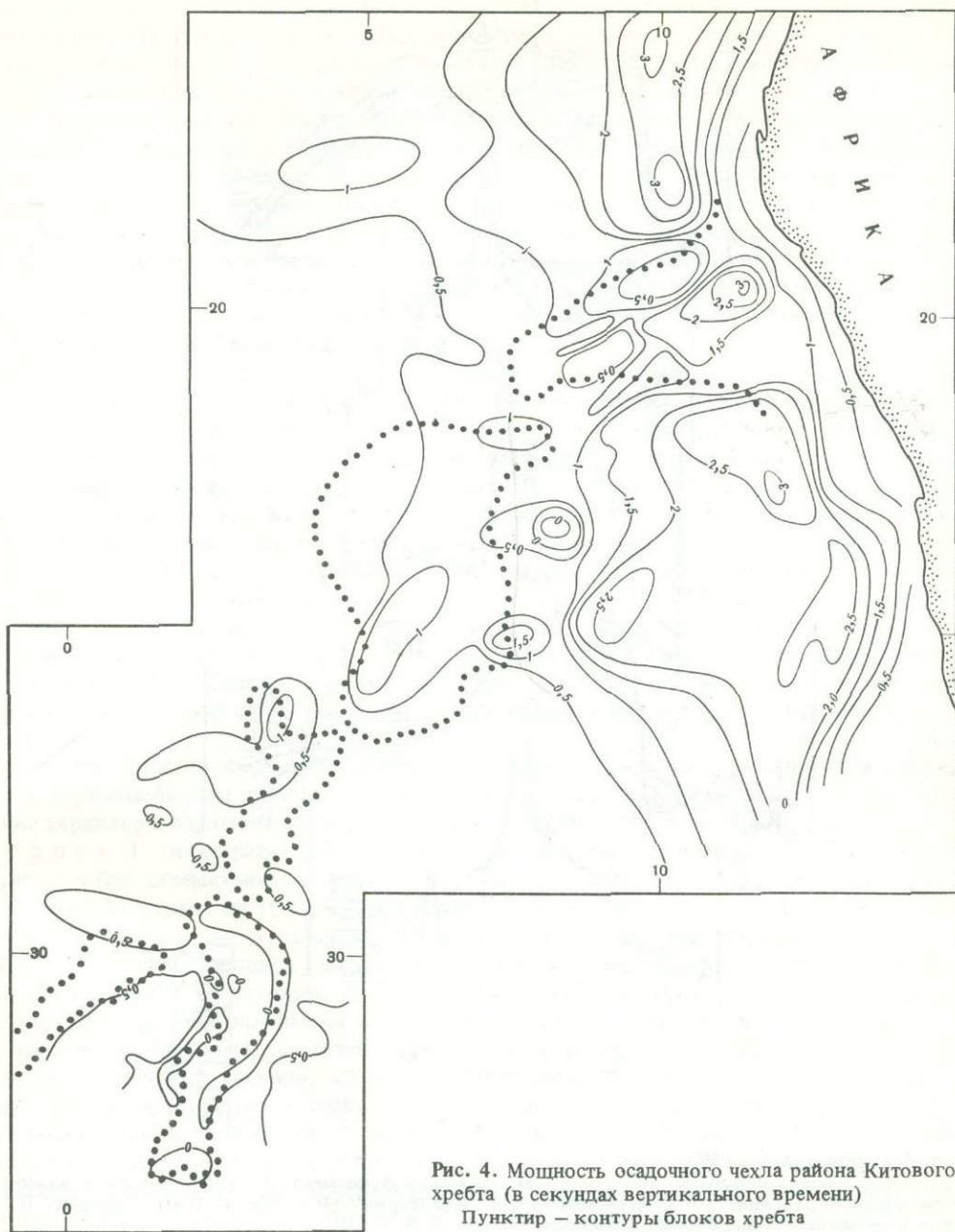


Рис. 4. Мощность осадочного чехла района Китового хребта (в секундах вертикального времени)
Пунктир — контуры блоков хребта

Мощности осадочного слоя по данным НСП. В области котловин и шельфа (рис. 4) мощность осадков подчиняется циркумконтинентальной зональности, т.е. на континентальном склоне и подножии наблюдаются максимальные мощности, достигающие 3,5–4 км, хотя к внешней границе континентального подножия мощность этого слоя быстро убывает до 2 км. Дальше к западу, в пределах глубоководных котловин, мощность осадков убывает до 1 км, а еще дальше от континента, при переходе на склон Срединно-Атлантического хребта, осадочный слой постепенно выклинивается до мощностей 0,5–0,3 км и менее. Такое закономерное убывание мощности осадков

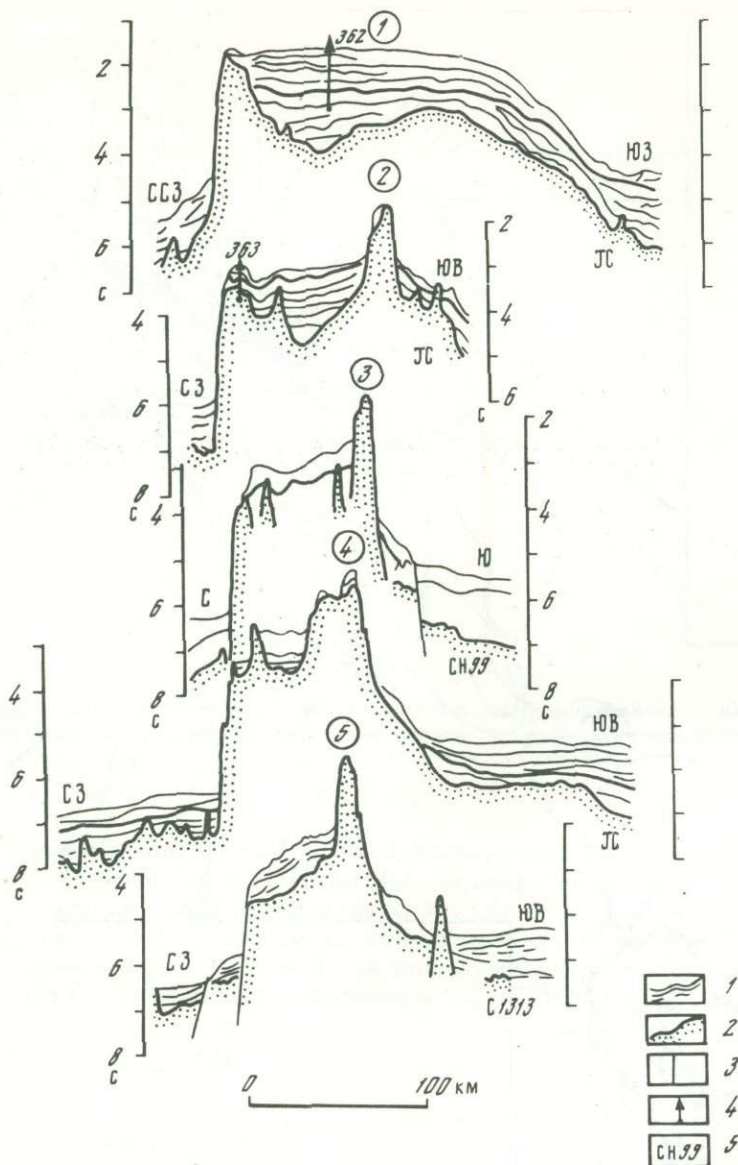


Рис. 5. Временные разрезы НСП, блок I

1 — отражающие границы в осадках; 2 — акустический фундамент; 3 — разломы; 4 — скважины глубоководного бурения; 5 — номера рейсов нис "Жан Шарко" (ЖС), "Чейн" (СН), "Конрад" (С). Цифры в кружках — номера профилей на рис. 1

при удалении от континента известно для всех океанов и, как принято считать, связано с уменьшением скорости осадконакопления и последовательной сменой типов осадков при удалении от источника сноса терригенного материала.

На Китовом хребте мощность осадочного слоя испытывает очень значительные вариации (см. рис. 4): местами осадочный чехол отсутствует, а иногда он достигает мощности 4—4,5 км. Отсутствие осадочного чехла означает, что его мощность меньше минимальной мощности слоя, разрешаемой методом НСП (в нашем случае меньше 30 м). Осадочный слой полнее всего сохранился на вершинной поверхности хребта и на пологих участках его склонов. Большая часть хребта (блоки I—IV) покрыта осадочным покро-

вом, прерывающимся лишь местами на крутых уступах. Блок V и лежащие к западу возвышенности покрыты только на вершине, а склоны их, очевидно, вследствие высокой крутизны лишены осадочного чехла. Мелкие изолированные поднятия и подводные горы, как правило, полностью лишены слоя осадков.

В пределах каждого блока Китового хребта осадочный слой имеет наибольшую мощность на вершине поднятия. При сравнении блоков обнаруживается закономерное убывание мощности осадков при удалении от континента. Так, на блоке I мощность осадочного чехла на вершине убывает от 4 км на приматериковом плато (т.е. восточном окончании блока) до 1 км на западном окончании. На вершине блока II осадочный слой имеет мощность в среднем 0,6–0,8 км, хотя в карманообразных впадинах может достигать 2 км. Блок III покрыт осадками мощностью 0,8–0,6 км и менее. На вершине блока IV слой осадков составляет 0,3–0,5 км. Вершина блока V покрыта линзами осадков мощностью не более 0,2–0,3 км.

На вершинной поверхности Китового хребта, т.е. там, где осадочный слой наиболее сохранился от разрушения и перемещения тектоническими подвижками, гравитационными процессами и подводной эрозией, этот слой имеет в среднем ту же мощность и те же закономерности ее изменения, что и в прилегающих Капской и Ангольской глубоководных котловинах. Этот факт, на наш взгляд, может свидетельствовать о том, что осадочный покров Китового хребта с момента зарождения этого поднятия представлял собой единое целое с осадочным слоем котловин, т.е. процессы осадконакопления на хребте и в окружающих котловинах были сходны по общим характеристикам, но различались в деталях, поскольку по акустической стратиграфии и волновым признакам осадочный слой хребта и котловин различен. Можно полагать, что эти структуры Атлантического океана имеют в целом общую историю осадконакопления, причем после формирования Китового хребта на нем, скорее всего, не было периодов активного размыва осадочного слоя, в которые существенно и повсеместно сократилась бы его мощность.

Рельеф акустического фундамента и внутреннее строение Китового хребта. Рассмотрим крупные формы рельефа акустического фундамента Китового хребта, определяющие характер и взаимоотношения блоков этого асейсмичного поднятия [18].

Б л о к I (или хребет Фрио), примыкающий к континентальной окраине, представляет собой симметричный выступ акустического фундамента шириной примерно от 200 км у материка до 100 км у западного окончания и превышением над дном котловин 1,5–2,5 км (рис. 5). Склоны этого выступа крутые, лишены осадочного покрова, выровненная вершина осложнена локальными выступами фундамента (шириной не более 20 км и амплитудой не более 1–2 км), которые иногда скрыты под осадками, а иногда обнажены или имеют лишь небольшую осадочную линзу на вершине. Как показывают продольные пересечения этого блока (рис. 6), он состоит из нескольких плосковершинных уступов, сглаженных осадочным слоем и образующих в рельефе дна два плато, из которых одно, приматериковое, на 0,5–0,8 км выше другого за счет большей мощности осадков. В месте причленения блока I к материк в рельефе фундамента, очевидно, имеется депрессия субмеридиональной ориентировки, на что указывают характерные деформации отражающих границ в осадках. Прослеживание акустического фундамента при подходе к предполагаемой депрессии прерывается, поскольку из-за большой мощности осадков сигнал сильно ослаблен и к тому же на него накладываются двукратно отраженные сигналы, так что необходимы дополнительные исследования для определения характера и размеров этой депрессии.

Б л о к II (или банка Вальдивия) имеет несколько более сложное внутреннее строение. Этот блок делится на две части: северную и южную. Северная часть блока II, как показывают данные НСП (рис. 7), представляет собой асимметричное поднятие акустического фундамента с крутым восточным и значительно более пологим западным склонами. Ширина этого поднятия 250–300 км, а превышение над котловинами около 1,5 км. Выровненная вершина и пологий западный склон его покрыты сплошным

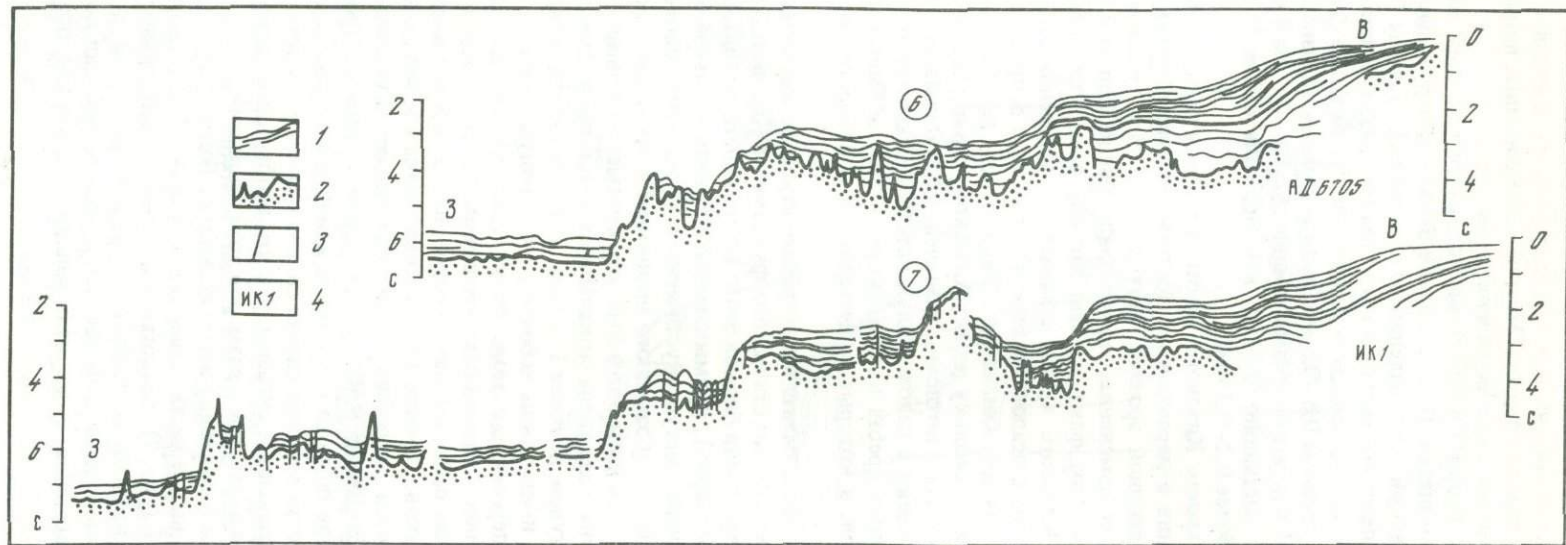


Рис. 6. Временные разрезы НСП, блок I

1-3 - то же, что и на рис. 5; 4 - номера рейсов нис "Атлантис-II" (АИ), г/с "Иван Киреев" (ИК). Цифры в кружках - номера профилей на рис. 1

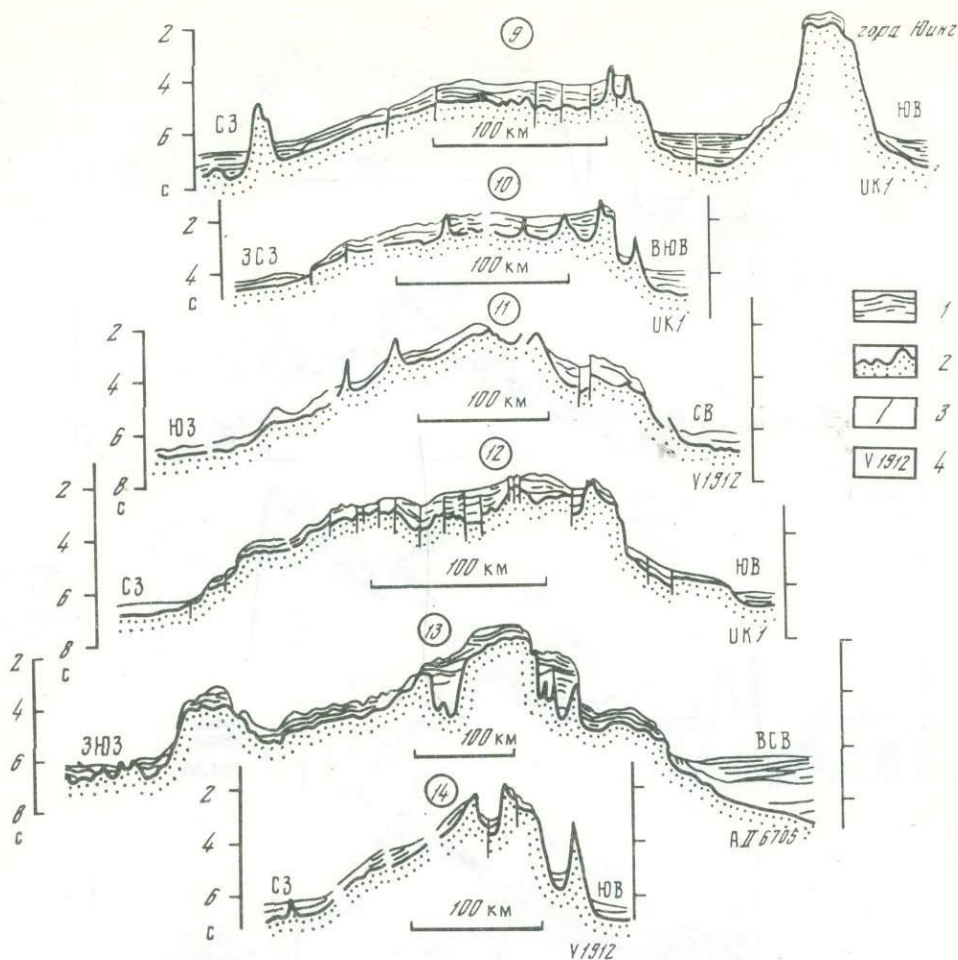


Рис. 7. Временные разрезы НСП, блок II

1-3 — то же, что на рис. 5; 4 — номера рейсов г/с "Иван Киреев" (ИК), нис "Вима" (V), "Атлантис-П" (АП). Цифры в кружках — номера профилей на рис. 1

слоем осадков, который скрывает локальные выступы фундамента шириной менее 10 км и амплитудой 0,5–1,5 км. Зачастую осадочный слой и акустический фундамент на вершине разбиты субвертикальными разломами со смещениями до 100 м. В южной части блок II представляет собой симметричный выступ акустического фундамента, сглаженный осадочным покровом (см. рис. 7). Ширина его меньше — 150–200 км, а превышение над котловинами больше — 2,5–3 км. Во многих случаях фундамент этой части блока II представляет собой серию ступеней, которые прослеживаются даже в рельефе дна.

Б л о к III по внутреннему строению несколько похож на блок I. Как можно судить по разрезам НСП (рис. 8), здесь под осадочным чехлом скрыт симметричный выступ акустического фундамента шириной 100–150 км и высотой 2–2,5 км с выровненной вершиной, иногда осложненной локальными выступами шириной 15–20 км и амплитудой 1–1,5 км. Склоны блока зачастую лишены осадочного покрова из-за высокой крутизны, а вершина и реже склоны нарушены разломами.

Весьма сложно построен б л о к IV. Он представляет собой пологое поднятие акустического фундамента, близкое к асимметричному, шириной 150–200 км и высотой 1,5–2,5 км. Оно не имеет выраженной вершинной поверхности и сильно осложнено

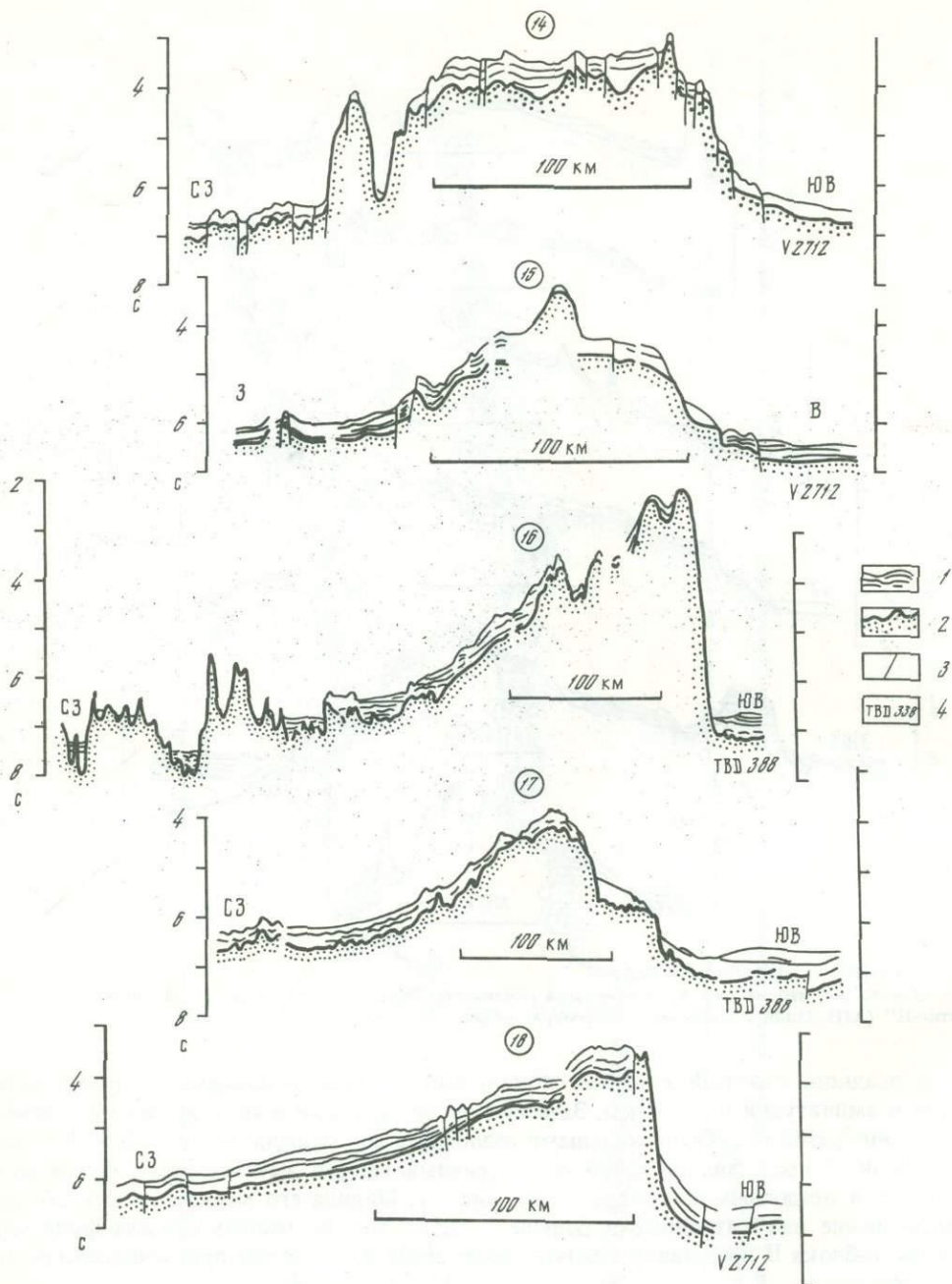


Рис. 8. Временные разрезы НСП, блок III

1—3 — то же, что на рис. 5; 4 — номера рейсов нис "Томас Б. Дэви" (ТВД) и "Вима" (V). Цифры в кружках — номера профилей на рис. 1

многочисленными локальными выступами самых разных размеров, разломами и тектоническими ступенями (рис. 9). Осадочный слой не покрывает этот блок полностью, а чаще всего залегает линзами в карманообразных впадинах.

Б л о к V и лежащие к западу от него возвышенности очень сходны между собой и резко отличаются от всех других блоков по морфологии и внутреннему строению

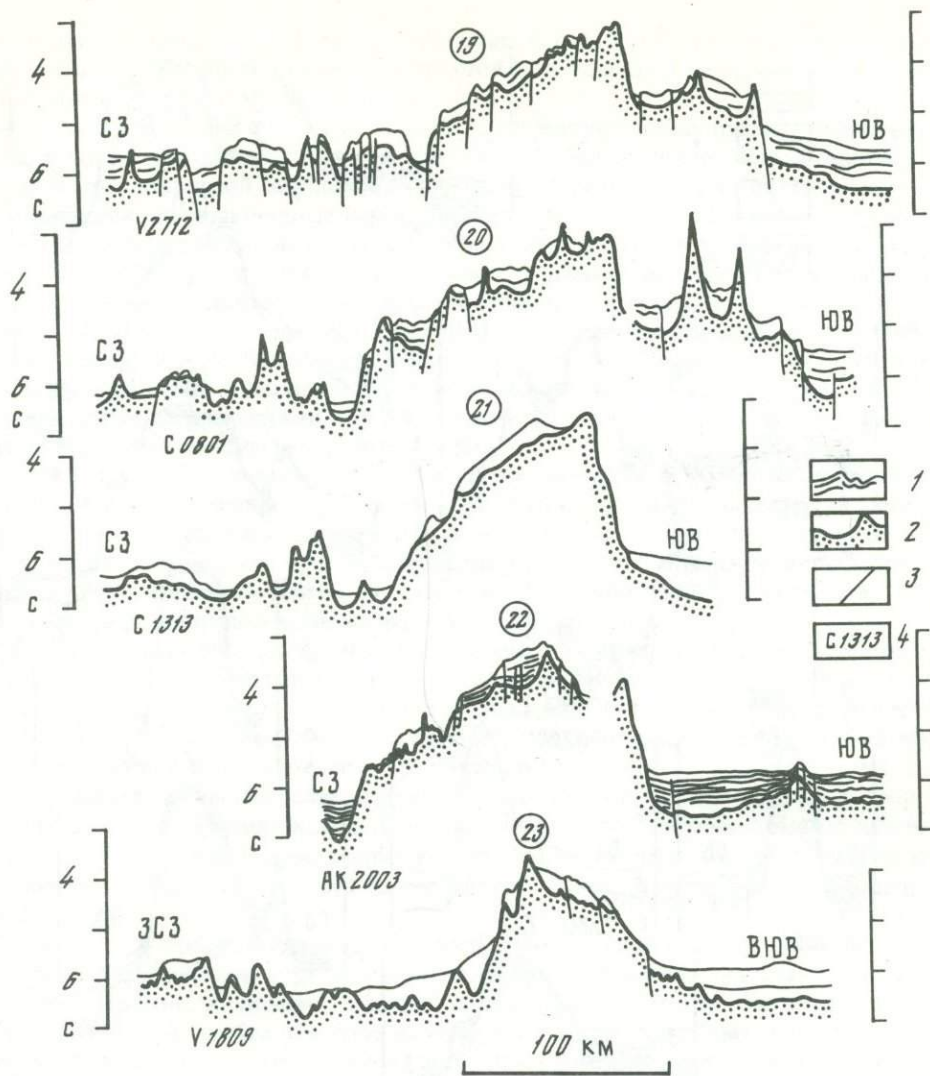


Рис. 9. Временные разрезы НСП, блок IV

1-3 - то же, что и на рис. 5; 4 - номера рейсов нис "Академик Курчатов" (АК), "Вима" (V), "Конрад" (С). Цифры в кружках - номера профилей на рис. 1

(рис. 10). Они устроены очень просто и представляют собой симметричные выступы акустического фундамента шириной 50-100 км и амплитудой 3-3,5 км. Склоны их крутые, гладкие, лишенные осадков, а на выровненной вершине залегает маломощная осадочная линза. В некоторых случаях осадки и фундамент на вершине разбиты разломами, а склоны у подножия - ступенями высотой в несколько сотен метров.

Для полноты картины отметим, что на профилях НСП выделяются также возвышенности и подводные горы разных размеров, имеющие в целом почти одинаковую форму. Это лишенные осадков конусовидные гладкие выступы с острой или иногда зубчатой вершиной (см. рис. 10), шириной 30-50 км и менее и высотой 0,5-3 км. Они могут располагаться изолированно на дне глубоководных котловин, могут быть сближенными или частично слившимися с возвышенностями разных блоков, а могут иногда располагаться даже на вершине какого-либо блока.

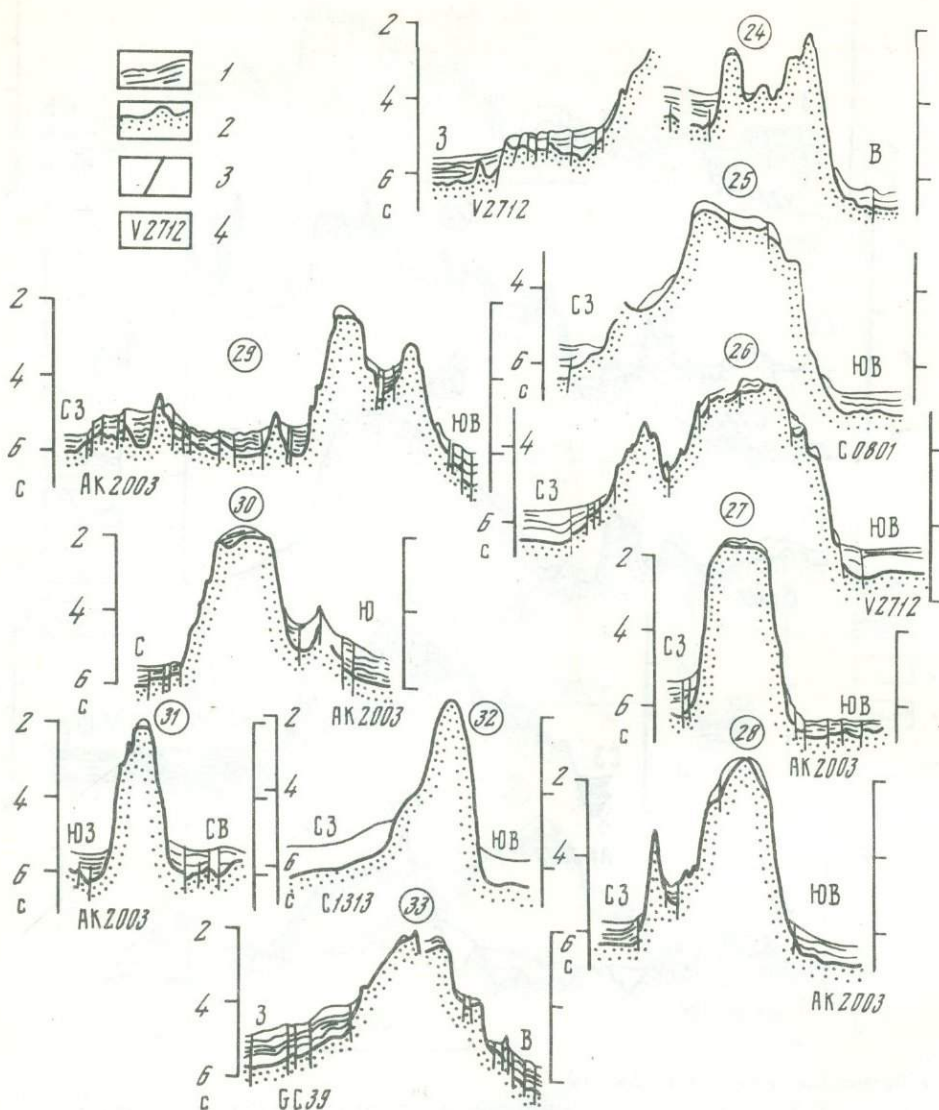


Рис. 10. Временные разрезы НСП, блок V

1-3 - то же, что и на рис. 5; 4 - номера рейсов нис "Академик Курчатов" (АК), "Вима" (V), "Конрад" (С), "Гломар Челленджер" (GC). Цифры в кружках - номера профилей на рис. 1

Структурное районирование Китового хребта. Как показывают результаты структурной интерпретации данных НСП, изложенные выше, Китовый хребет состоит из различных возвышенностей, имеющих между собой и некоторые черты сходства, и заметные различия. На наш взгляд, Китовый хребет состоит из структур трех типов.

Структуры первого типа представляют собой широкие поднятия, часто асимметричные в поперечном сечении, с развитой выровненной вершиной, осложненной узкими локальными выступами, покрытые почти сплошным осадочным чехлом и отражающиеся в магнитном поле как сложная совокупность намагниченных тел. Линейность очертаний таких структур, во многих местах ступенчатый характер склонов, большое количество разрывных нарушений осадочного слоя и фундамента и другие признаки указывают на определяющую роль тектонической деятельности в формиро-

вании структур этого типа. Поэтому структуры первого типа следует считать тектоническими глыбовыми поднятиями типа горстов или односторонних горстов, осложненных подчиненными разломами.

Структуры второго типа представляют собой простые симметричные возвышенности небольшой ширины, с крутыми склонами, лишенными осадков, и выровненной или округлой вершиной, покрытой линзой осадков. В магнитном поле они отражаются как однородные намагнитченные тела, у которых мощность существенно меньше ширины. С одной стороны, глубоководное бурение на одной из таких возвышенностей обнаружило, что акустический фундамент представлен вулканическим пепловым туфом базальтового состава, отложившимся в субаэральных условиях [10]. С другой стороны, рельеф дна и данные НСП указывают на существенное участие разломной тектоники в формировании облика этих блоков. Поэтому структуры второго типа, вероятнее всего, являются вулкано-тектоническими [18, 19], т.е. крупными вулканическими сооружениями, претерпевшими постгенетическую абразию, дробление и частичную тектоническую переработку.

Структуры третьего типа представляют собой узкие конусовидные поднятия разных размеров с острой или зубчатой вершиной, полностью лишенные осадочного слоя и отражающиеся в магнитном поле как однородные намагнитченные тела, у которых мощность заметно превышает ширину. Такие структуры, очевидно, являются чисто вулканическими, т.е. постройками глубоководных вулканов, не подвергшимися абразии и чаще всего не нарушенными разломами.

При анализе выяснилось, что имеются четкие закономерности в пространственном размещении структур описанных типов, которые позволяют провести структурно-тектоническое районирование. Китовый хребет был разделен на две структурно-тектонические зоны [19]. В первую зону включены блоки I—IV, имеющие в целом одинаковое строение и представляющие собой глыбовые поднятия, поэтому северо-восточная часть хребта выделена в зону глыбовых структур. Ко второй зоне отнесены блок V и лежащие к западу возвышенности, по строению сходные даже в деталях и по происхождению являющиеся вулкано-тектоническими, поэтому юго-западное окончание Китового хребта представляет собой зону вулкано-тектонических структур.

Кроме того, в пределах этих двух структурно-тектонических зон, особенно второй, разбросаны вулканические структуры, число которых увеличивается в западном направлении при переходе к склону Срединно-Атлантического хребта. Такие структуры в пределах Китового хребта следует, на наш взгляд, рассматривать как подчиненные и наложенные, тогда как рой подобных подводных гор, расположенный южнее 35° ю.ш. [20], за пределами второй структурно-тектонической зоны, имеет самостоятельное значение. Его, несомненно, следует выделить в отдельную зону вулканических структур, по-видимому, генетически связанную с Китовым хребтом, хотя она и лежит вне его морфологических границ.

О геологической природе цоколя Китового хребта. Генетическая неоднородность хребта. Как показано выше, Китовый хребет можно разделить на две неравные части, северо-восточную и юго-западную, резко отличающиеся одна от другой по всем морфологическим, структурным и геофизическим признакам. Это отличие, на наш взгляд, отражает глубокую тектоническую и генетическую разнородность указанных частей хребта, обусловленную, по-видимому, различиями в их пространственном и структурном положении.

Следы активной фазы формирования Китового хребта несет в себе его цоколь, т.е. скрытое осадками ядро кристаллических пород, являвшихся первичным материалом, из которого сформировалось это асейсмичное поднятие. Цоколь хребта можно районировать следующим образом. По нашему мнению, цоколь северо-восточной части хребта представляет собой поднятые по разломам блоки океанической коры, т.е. имеет глыбово-тектоническое происхождение. Об этом свидетельствуют следующие признаки: 1) заметная асимметрия и ступенчатая структура многих блоков хребта; 2) сплошное

развитие мощного осадочного покрова, имеющего сложную внутреннюю структуру; 3) определяющая роль разломной тектоники в формировании рельефа и внутреннем строении; 4) отражение в магнитном поле как сложной совокупности разнообразных намагниченных тел; 5) изостазия типа Эри [7]. Цоколь юго-западной части, скорее всего, представляет собой совокупность видоизмененных построек подводных вулканов, сохранивших, однако, все структурные и геофизические признаки внешних, наложенных сооружений центрального типа, поэтому он имеет здесь вулканическое происхождение.

Следовательно, Китовый хребет имеет основную глыбовую часть (блоки I—IV), которая представляет собой совокупность горстообразных поднятий океанической коры и протягивается диагонально к материковой окраине, и вулканогенное окончание, которое лежит западнее, у фланга Срединно-Атлантического хребта, и состоит из вулканических сооружений, измененных абразией и разломной тектоникой.

Процессы, сформировавшие хребет. Можно предположить, что описанная генетическая неоднородность цоколя Китового хребта отражает действие двух процессов, в конечном счете сформировавших это асейсмичное поднятие.

На наш взгляд, основная глыбовая часть хребта была сформирована процессом, явившимся выражением региональной релаксации сжимающих и скалывающих тектонических напряжений. Эти напряжения возникают в литосферной плите, зажатой между стабильным континентальным массивом Африки и активным Срединно-Атлантическим хребтом, в южном направлении постепенно меняющим простирание с субмеридионального на субширотное. По нашему мнению, тектонический процесс начал развиваться в уже существовавшей в каком-то виде океанической впадине и воздействовал на сформировавшуюся океаническую кору, поэтому глыбовая часть Китового хребта является океанической структурой. Это мнение основано на том, что по строению и свойствам коры [19] хребет однозначно должен быть отнесен к океаническому плато [21], т.е. к поднятиям с корой океанического типа, несколько увеличенной в мощности. Кроме того, скважины глубоководного бурения и драгировки обнаружили на Китовом хребте магматические породы лишь основного состава, характерные для ложа океана. Наконец, по всем оценкам Китовый хребет моложе впадины Южной Атлантики.

Вулканогенное окончание Китового хребта было, на наш взгляд, образовано вулканическим процессом, который обычно в океанах формирует вулканические подводные горы. Однако этот процесс проявился необычайно бурно и сформировал аномально крупные вулканические сооружения, что, судя по всему, было тектонически предопределено. В свете представлений о глобальной тектонической неоднородности дна Атлантического океана [22] эта вулканогенная часть хребта, вероятно, лежит на внешней границе области перехода континент—океан, в шовной зоне между Срединно-Атлантическим хребтом, располагающимся, как принято считать, над глубинным магматическим очагом (мантийным диапиром) и океаническими котловинами, подстилаемыми более холодной и механически устойчивой литосферой. Поэтому любая внешняя тектоническая подвижка, дополнительно нарушающая сплошность коры в этой ослабленной шовной зоне, создает благоприятные условия для излияния магматических расплавов и может явиться "спусковым механизмом" для вулканического процесса. Такую подвижку, несомненно, могли создавать разломы, сопровождающие образование конечного блока глыбовой части хребта.

Структурное положение. Генетическая неоднородность Китового хребта представляется нам вполне закономерной, обусловленной его пространственным и структурным положением в Юго-Восточной Атлантике [23]. Литосферную плиту в этой части Атлантики можно разделить на две части, имеющие разное происхождение и соответственно разные свойства [22]. Океанические котловины находятся на части плиты, образовавшейся предположительно за счет океанизации континентальной коры, а срединный хребет и его фланги — на части плиты, вновь образованной за счет процессов рифтогенеза. Поэтому кора котловин характеризуется большей жесткостью и хрупкостью, а кора срединного хребта более разогрета и более пластична. Вследствие

этого кора по-разному реагирует на тектонические напряжения, генерируемые Срединно-Атлантическим хребтом: в котловинах происходит раскалывание коры, а на срединном хребте — упругие и пластические деформации. Это и предопределило гетерогенность и полихронность изучаемого асейсмического поднятия, являющегося в конечном счете продуктом процессов, обусловленных естественным ходом развития океанической впадины.

А Б С Т Р А К Т

The analysis of continuous seismic profiling (CSP), sonobuoy seismic sounding, magnetic survey and deep sea drilling data was carried out for the Walvis Ridge inner structure investigation.

Characteristic types of acoustic basement and sedimentary cover were distinguished. Horizontal and vertical variation of seismic sediment velocities are studied and possible geological interpretation is proposed. Regional and local features of sediment thickness distribution are revealed, especially on top of the ridge. Inner structure of all the rises and main seamounts constituting Walvis Ridge is described in detail.

The Walvis Ridge, consisting of a main blocky part and south-western volcanic end, is shown to be heterogeneous. In the light of conception of global inhomogeneity of the Atlantic ocean bottom, heterogeneity of the Walvis Ridge seems to be connected with its structural position on two parts of the oceanic plate with the crust of different genesis.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Удинцев Г.Б., Нерочнов Ю.П. 20-й рейс нис "Академик Курчатов" // Океанология. 1975. Т. 15, № 5. С. 931.
2. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф. 1-й рейс г/с "Иван Киреев" по программе ИФЗ АН СССР // Там же. 1978. Т. 18, № 6. С. 1132–1135.
3. Ewing M., Ewing J., Talwani M. Sediment distribution in the oceans: The Mid-Atlantic Ridge // Bull. Geol. Soc. Amer. 1964. Vol. 75, N 1. P. 17–36.
4. Ewing M., Le Pichon X., Ewing J. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 4. Sediment distribution in south Atlantic Ocean and Cenozoic history of the Mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, N 6. 1611–1635.
5. Ewing J., Ewing M., Windish C. et al. Underway marine geophysical data in the North Atlantic (June 1961–January 1971). Pt E: Seismic reflection profiles // Lamont-Doherty Geol. Observ. N.Y. (Palisades), 1974. 423 p.
6. Leyden R., Bryan G., Ewing M. Geophysical reconnaissance of African shelf. 2: Margin sediments from Gulf of Guinea to Walvis ridge // AAPG Bull. 1972. Vol. 56, N 4. P. 682–693.
7. Detrick R.S., Watts A.B. An analysis of isostasy in the world's oceans. 3. Aseismic Ridges // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84, N B7. P. 3637–3653.
8. Emery K.O., Uchupi E., Bowin C.O. et al. Continental margin off western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa) // AAPG Bull. 1975. Vol. 59, N 1. P. 3–59.
9. Emery K.O., Uchupi E., Bowin C.O. et al. Continental margin off western Africa: Angola to Sierra-Léone // Ibid. N 12. P. 2209–2265.
10. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / P.R. Supko, K. Perch-Nielsen et al. Wash.: US Gov. print. off., 1977, Vol. 39. 1139 p.
11. Goslin J., Mascle J., Sibuet J.C., Hoskins H. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: morphology and shallow structure // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 4. P. 619–632.
12. Goslin J., Sibuet J.C. Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge, South Atlantic: deep structure // Ibid. 1975. Vol. 86, N 12. P. 1713–1724.
13. Simpson E.S.W., Rabinowitz P.D. Walvis Ridge site survey, results of IPOD site surveys aboard r/v "Thomas B. Davie" cruise 388. 1979. 35 p.
14. Ewing J., Worzel J.L., Ewing M. et al. Ages of horizon A and oldest Atlantic sediments // Science. 1966. Vol. 154. P. 1125–1132.
15. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / H.M. Bolli., W.B.F. Ryan et al. Wash.: US Gov. print. off., 1978. Vol. 40. 943 p.
16. Захаров М.В. О геологической природе осадочного чехла и акустического фундамента северо-восточной части Китового хребта по данным сейсмического зондирования // Океанология. 1981. Т. 21, № 4. С. 651–657.

17. Удинцев Г.Б., Ельников И.Н., Лунарский Г.Н. и др. Сейсмические наблюдения методом преломленных волн на хр. Китовый // Там же. 1976. Т. 16, № 4. С. 468–472.
18. Захаров М.В. Структурно-тектоническая неоднородность Китового хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования // Там же. 1981. Т. 21, № 3. С. 489–494.
19. Захаров М.В. Геофизическая характеристика и внутреннее строение района Китового хребта // Геотектоника. 1981. № 5. С. 96–104.
20. Харин Г.С., Литвин В.М., Руденко М.В. Вулканические породы и их роль в структуре дна Атлантического океана // Современные проблемы геологии дна морей и океанов. М.: Наука, 1980. С. 32–47.
21. Carlson R.L., Christensen N.J., Moore R.P. Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51, N 1. P. 171–180.
22. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордин В.М. Структурная неоднородность дна океана и проблема границы океан – континент // Геотектоника. 1980. № 2. С. 13–26.
23. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Зенкевич Н.Л. и др. Строение Китового хребта и палеогеография Южной Атлантики // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения: Тез. докл. Всесоюз. школы. М.: Наука, 1981. С. 65–67.

УДК 550.83 (26)

А.Г. Гайнанов, Т.П. Захарова, П.А. Строев

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ КИТОВОГО ХРЕБТА

Гравиметрическая изученность района Китового хребта. Первые измерения силы тяжести в районе Китового хребта и в примыкающих котловинах Южной Атлантики были выполнены зарубежными геофизиками с помощью морских маятниковых приборов. В каталоге Венинг-Мейнеса [1] содержатся значения аномалий гравитационного поля для пунктов, расположенных у берегов Юго-Западной Африки, вдоль профиля, пересекающего Китовый хребет на $31\text{--}32^\circ$ ю.ш., а также у о-вов Тристан-да-Кунья. Точность первых маятниковых подводных наблюдений оценивается средней квадратической ошибкой $\pm 7\text{--}8$ мГал. Последующие измерения поля силы тяжести в районе Китового хребта маятниковыми приборами, установленными на подводных лодках, добавили еще восемь пунктов, расположенных в районе 20° ю.ш. у берегов Западной Африки. Точность определения на подводных пунктах увеличилась в результате усовершенствования прибора Венинг-Мейнеса и составила $\pm 1,5\text{--}3$ мГал [2].

Наиболее полные и детальные сведения об аномальном гравитационном поле Китового хребта получены бортовыми морскими гравиметрами в советских и зарубежных океанографических экспедициях: в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов", в рейсах научных судов "Вима", "Атлантик-II", "Чейн", "Конрад", "Томас Б. Дэви".

Исследование самого западного сегмента Китового хребта от о-вов Тристан-да-Кунья до 3° в.д. проводилось в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов" в 1975 г. [3]. Измерения были выполнены двумя гравиметрами GSS-2, установленными на гироплатформе; частотная характеристика ее такова, что совместное влияние горизонтальных ускорений и наклонов не превышало 1 мГал. Съемка опиралась на спутниковую навигацию. Точность съемки составила около ± 3 мГал.

В работе [4] использованы материалы рейсов судов "Атлантик-II" и "Чейн", а также "Томас Б. Дэви" и "Вима", выполненных у западного побережья Африки и в Капской котловине. Измерения проводились морским струнным гравиметром, спутниковая привязка осуществлялась с точностью $\pm 0,2$ км, точность измерений силы тяжести составила несколько миллигал.

Гослен и Сибюе [5] детально охарактеризовали гравитационное поле самой восточной части Китового хребта, примыкающей к Африканскому континенту. Сечение изолиний 10 мГал на карте аномалий силы тяжести в свободном воздухе обеспечено достаточной густотой сети и точностью измерений. Основным источником гравиметрической информации – съемка на научном судне "Жан Шарко" с помощью гравиметра GSS-2.

Детальные исследования в различных частях Китового хребта обобщены в статье

Детрика, Уоттса [6]. Используются материалы 67-го рейса научного судна "Атлантис-1" (1972 г.), рейсов "Вима" (1962—1964, 1970 гг.) и "Конрад" (1963, 1970 гг.). Измерения проводились струнным гравиметром ВСА и гравиметром GSS-2. Точность зависела от типа прибора и установленной на судне навигационной системы; для использованных в работе материалов общая точность составила $\pm (2-5)$ мГал.

В перечисленных выше публикациях содержатся сведения о гравитационном поле некоторых отдельных частей Китового хребта. Наиболее полная информация приведена в Атласе гравитационных аномалий Бовина и др. [7], охватывающем весь земной шар, а также на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе южной части Атлантического океана Когана и Уоттса [8]. Карта Когана и Уоттса отличается от атласа Бовина небольшим количеством пунктов, выполненных в советских экспедициях.

Связь гравитационного поля со структурными особенностями Китового хребта. Хребет протянулся в направлении на запад-юго-запад от побережья Юго-Западной Африки до о-вов Тристан-да-Кунья на 2800 км. Гравитационные аномалии в свободном воздухе [8] характеризуются следующими особенностями, связанными со строением хребта (рис. 1, см. вкл.). Аномалии в свободном воздухе близки к нулю в Ангольской и Капской котловинах на участках, не нарушенных локальными поднятиями и подводными горами. Это свидетельствует о том, что абиссальные равнины в общем находятся в состоянии изостатического равновесия. Характерные особенности морфологии гравитационного поля отражают основные черты морфологии дна, а именно: вытянутую блоковую структуру в северной части и сложную дифференцированную — в южной. Граница этих двух районов проходит приблизительно по 30° ю.ш.

Сейсмические исследования также показывают, что Китовый хребет можно разделить на две основные структурно-тектонические зоны [9]. Первая охватывает поднятие фундамента приблизительно от 30° ю.ш. до побережья Африки, где хребет сочленяется с континентом (мыс Фрио), вторая объединяет мелкие изолированные поднятия, многочисленные подводные горы, расположенные к югу от 30° ю.ш. вплоть до о-вов Тристан-да-Кунья. Таким образом, по простиранию Китового хребта обнаруживаются морфологические изменения, связанные с геолого-тектонической неоднородностью, а именно с последовательной сменой тектонических, вулканотектонических и вулканических зон. Такая неоднородность по простиранию находит яркое отражение в аномальном гравитационном поле: в северной части хребет представляется достаточно единой вытянутой структурой, в южной — сложной, мозаичной.

Детальные исследования вдоль профилей [6] показывают, что в северной части Китовый хребет — асимметричная блоковая структура шириной 200—300 км, с крутым восточным и пологим, покрытым осадками западным склонами. Крупномасштабные сбросы отмечаются на многих профилях. Эта часть хребта связана с небольшой по амплитуде положительной аномалией, в общем не превышающей +75 мГал. Положительная аномалия над хребтом сопряжена с отрицательной аномалией (до -25 мГал) над флангами, значения поля вновь достигают нулевого уровня на расстоянии 50—100 км от оси хребта. Наряду с горстовым поднятием хребта в северной части существует целый ряд крупных подводных гор, которые хорошо выражены в аномальном гравитационном поле: таковы подводная гора Юинг (23° ю.ш., 8° в.д.) и банка Вальдивия (26° ю.ш., 6° в.д.). Локальная положительная аномалия (+150 мГал) над горой Юинг сопряжена с поясом отрицательных аномалий (до -25 мГал), а банка Вальдивия (максимум достигает +150 мГал) с востока и юго-востока окружена отрицательными аномалиями (до -50 мГал).

Южнее 30° хребет разветвляется, одна ветвь имеет меридиональное простирание, другая — северо-восток—юго-западное. Обе состоят из отдельных подводных гор и гийо или коротких вытянутых хребтов. Интенсивная вытянутая аномалия амплитудой до +150 мГал соответствует восточной ветви, гравитационное поле над западной ветвью носит мозаичный характер. Максимальные значения аномалий достигают +100 мГал, а сопряженные отрицательные — -50 мГал.

В характере поля силы тяжести хорошо видна роль разломов, в основном это нарушения субширотного и северо-восточного простираний. Разломы прослеживаются по зонам максимальных градиентов, отмечаются пережимом изолиний. Сложная система разломов предопределила ступенчатую картину аномалий гравитационного поля. Юго-западная часть Китового хребта лежит в зоне между двумя крупными трансформными разломами океанической литосферы, многие подводные горы и гйю (а также и интенсивные положительные аномалии) приурочены к этим разломам.

На основе материалов карты Когана и Уоттса [8] для района Китового хребта была построена схема осредненных по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$ аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге, Гленни и изостатической. Методика построения таких осредненных карт-схем подробно описана во многих публикациях [11, 12] и в Объяснительной записке к гравиметрической карте Атлантического океана [10]. В результате осреднения ослабляются мелкие локальные нарушения поля силы тяжести, а характер крупных протяженных аномалий становится более выраженным.

Плотностные неоднородности Земли проявляются в аномалиях силы тяжести во всех редукциях. Однако аномалии в редукции в свободном воздухе сильно коррелируют с рельефом дна. Плотностные неоднородности литосферы могут создавать аномалии силы тяжести самых различных длин волн, которые практически не отличаются от аномалий, вызванных влиянием глубинных мантийных неоднородностей [10, 11, 13].

Аномалии в свободном воздухе. Простирание изолиний на карте осредненных по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$ аномалий в свободном воздухе совпадает с основным направлением Китового хребта северо-восток-юго-запад. Значения аномалий в основном изменяются в пределах $+20 \div -10$ мГал, но в отдельных случаях они достигают $+60$ и -30 мГал. По характеру поля выделяются два района: севернее и южнее 30° ю.ш. Северная часть имеет более простую структуру: вытянутый в северо-восточном направлении максимум окружен с обеих сторон зонами отрицательных значений. Две интенсивные локальные аномалии соответствуют особенностям рельефа дна — банке Вальдивия ($+64$ мГал) и подводной горе Юинг ($+36$ мГал). Гравитационное поле южной части хребта более дифференцировано. Мозаичный характер поля обусловлен большим количеством банок и гйю. Общее простирание в этой части субширотное. Максимумы над возвышенными участками дна ($+50$ — $+60$ мГал) сопряжены с отрицательными аномалиями разной интенсивности.

Изостатические аномалии, схема Эри—Хейсканена, $T = 33$ км, $\sigma = 2,67$ г/см³, $\Delta\sigma = 0,4$ г/см³ (см. рис. 1, б). При условии полной изостатической компенсации существуют три возможных источника аномалий: 1) плотностные неоднородности в океанической литосфере; 2) плотностные неоднородности в мантии; 3) несоответствие выбранной схемы компенсации истинному механизму.

Принятая модель изостатической компенсации (схема Эри) основана на результатах статистического обобщения современных данных о строении земной коры и достаточно точно описывает принципиальные особенности изостатической компенсации. Но не исключены и локальные особенности компенсации.

Карта изостатических аномалий в общих чертах аналогична карте аномалий в редукции в свободном воздухе. Основные особенности — общее простирание изолиний, локальные максимумы над возвышенностями океанического дна и др. — сохраняются.

Плотностные неоднородности в мантии должны, по всей видимости, проявляться в региональной составляющей поля силы тяжести, а неоднородности в литосфере — в локальной составляющей. Проведенные оценки показали, что региональные (мантийные) и локальные (литосферные) компоненты выделяются при осреднении в окне около 550 км [10].

Предложенный фильтр не гарантирует четкого отделения "мантийной" компоненты поля от "литосферной", так как региональные неоднородности в литосфере будут с неизбежностью проявляться на больших длинах волн. Была сделана попытка построить карту "мантийной" составляющей поля силы тяжести для области Китового

хребта. Значения изостатических аномалий, осредненные в одноградусных трапециях, осреднялись затем по площади $5^\circ \times 5^\circ$.

Полученная схема (см. рис. 1, в) региональной составляющей поля характеризует влияние глубинных (мантийных), а также обширных латеральных неоднородностей в литосфере. Значения изменяются от -20 до $+14$ мГал. Зона слабых положительных аномалий распространена вдоль всего хребта, о-вов Тристан-да-Кунья и далее к западу. Отрицательные значения соответствуют Ангольской котловине.

Аномалии Буге и Гленни. Для изучения строения и структуры земной коры целесообразно использовать аномалии Буге, а также аномалии Гленни, которые можно получить из аномалий Буге, учтя влияние компенсации топографии дальних зон ($\alpha > 5^\circ 39'$). Полученные аномалии практически свободны от помех, осложняющих аномалии Буге, и их использование для характеристики мощности океанической коры и ее строения более предпочтительно, чем аномалии Буге.

Аномалии Гленни (рис. 2), осредненные по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$ в районе Китового хребта, характеризуются северо-восток-юго-западным простираем изолиний. Значения аномалий Гленни над хребтом уменьшаются до $+(200-150)$ мГал, а в соседних котловинах увеличиваются до $+(300-320)$ мГал. По характеру аномалий Гленни Китовый хребет представляется единой линейно вытянутой структурой океанической коры. Оценки мощности земной коры, проведенные по значениям аномалий Буге и Гленни [10], показали, что мощность коры максимальная вдоль оси хребта и составляет $20-22$ км в северной части и несколько меньше $-16-20$ км $-$ в южной. Район о-вов Тристан-да-Кунья, а также зона Срединно-Атлантического хребта отмечены значительным уменьшением аномального поля до $+(150-170)$ мГал; простираение изолиний здесь субмеридиональное.

Совместный анализ карт аномалий силы тяжести, осредненных по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$, показывает, что если учесть некоторое разделение плотностных неоднородностей по глубине, которое возникает при вычислении аномалий в различных редукциях, то структура Китового хребта $-$ это скорее структура земной коры и литосферы, нежели мантии. Карта аномалий в редукции Гленни свидетельствует о сильной латеральной изменчивости мощности океанической коры вкрест простираения хребта (от 10 до 22 км). Карта изостатических аномалий показывает, что многие локальные неоднородности в литосфере пространственно совпадают с положением различных топографических особенностей и многие аномалии поля, слабо выраженные в редукциях в свободном воздухе, сильнее подчеркиваются в изостатической редукции.

Количественная интерпретация гравитационного поля. Плотностные модели. Детальная количественная интерпретация аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе была проведена по профилям, пересекающим северо-восточную часть Китового хребта [5]. Аномальное поле характеризуется наличием сопряженных положительных и отрицательных аномалий, вытянутых вдоль простираения хребта, что, скорее всего, обусловлено глубокими компенсационными массами под Китовым хребтом. Аномалии Буге и Гленни ($\sigma = 2,7$ г/см³) имеют форму чаши, что также свидетельствует о том, что компенсационные массы расположены довольно глубоко. Произвольно взятая плотностная модель (прямоугольная призма, σ коры = $3,0$ г/см³, $\Delta\sigma = 0,4$ г/см³) дает оценку глубин границы Мохоровичича в $25-30$ км, тогда как в соседних котловинах эта граница достигает глубин всего $10-15$ км.

В основе расчетов плотностной модели лежит предположение о локальном изостатическом равновесии. Из значений скоростей сейсмических волн были приняты следующие плотности для модели: в слое 2 $\sigma = 2,65$ г/см³, в слое 3 $\sigma = 2,95$ г/см³, перепад плотности на границе земная кора $-$ мантия составил $0,45$ г/см³.

При расчетах были проверены следующие модели.

Модель 1. Слой 2 имеет постоянную мощность. Глубина границы Мохоровичича в этом случае оказалась около 28 км.

Модель 2. Соотношение мощностей слоев 2 и 3 постоянно и равно $0,25$. Теорети-



Рис. 2. Аномалии Гленни, осредненные по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$, над Китовым хребтом и прилегающими районами Южной Атлантики, сечение изолиний 40 мГал

ческая аномалия хорошо совпадает с наблюдаемой, расхождение менее 10 мГал. Подошва слоя 3 опускается до глубины 25 км.

Сопоставление с моделью 1 показывает, что отклонение в глубинах залегания границ невелики. Отсутствие данных ГСЗ достаточной глубинности не позволило авторам цитируемой работы решить вопрос в пользу той или иной модели.

Попытка построения подобных плотностных моделей была предпринята и для юго-западной части Китового хребта [3], однако значительные расхождения теоретических аномалий, вычисленных в предположении локальной изостатической компенсации, и наблюдаемых кривых направили количественную интерпретацию гравитационных аномалий по другому пути.

Положительные формы подводного рельефа (горы и хребты вулканического происхождения) являются избыточной нагрузкой на литосферу и вызывают ее прогиб. Региональный прогиб литосферы под сосредоточенной нагрузкой приводит к появлению гравитационных аномалий. Задача состоит в том, чтобы подобрать такие параметры упругой литосферы, которые хорошо объясняют наблюдаемое гравитационное поле [3].

В простой модели упругого прогиба предполагается, что литосфера — это упругий слой, лежащий на жидкости (астеносфера).

Деформация такого слоя описывается уравнением

$$D \frac{d^4 y(s)}{ds^4} + g(\rho_m - \rho_c) = g\rho_c (H(s) - H_0), \quad (1)$$

где $y(s)$ — деформация; s — расстояние вдоль профиля, вкrest простираения хребта; ρ_c — плотность нагрузки и пород, заполняющих прогиб по флангам хребта; ρ_m — плотность субстрата; $H(s)$ — топография хребта (от уровня моря) как функция расстояния; H_0 — средняя глубина моря вне области хребта.

Вследствие длительной нагрузки вязкостью астеносферы пренебрегают. Рассматриваемая модель — лишь приближение к сложной реологии верхних частей Земли. Получаемое значение изгибной жесткости имеет смысл "эффективной" величины. Она дает представление об идеально упругом слое, который под нагрузкой создает гравитационный эффект, близкий к наблюдаемому. В предельном случае, когда литосфера не обладает жесткостью ($D = 0$), уравнение (1) представляет собой условие изостатического равновесия с локальной компенсацией.

Методом последовательных приближений по каждому профилю, пересекающему Китовый хребет, были подобраны такие значения D , которые обеспечивают минимальное расхождение между теоретической и наблюдаемой аномалией. Анализ показывает, что теоретические гравитационные аномалии, соответствующие литосфере, не обладающей жесткостью ($D = 0$), сильно отличаются от наблюдаемых значений: максимум над хребтом составляет 70% от наблюдаемого, а минимум — всего 50%. Значение жесткости, наилучшим образом удовлетворяющее наблюдаемым аномалиям, лежит в пределах $2 \cdot 10^{28} - 8 \cdot 10^{28}$ дин · см. Были оценены также параметры прогиба литосферы под нагрузкой Китового хребта. Полученные данные по Китовому хребту [3, 14] приведены в таблице.

Расчет эффективной жесткости по профилю над подводной горой 33° ю.ш. и 5° з.д. показал, что значение ее чуть меньше полученного над Китовым хребтом. Коган [3, 14] полагает, что "особенность" 5-го градуса з.д. не связана с разломом коры, и близость оценок жесткости дает основание предполагать под Китовым хребтом прогиб литосферы без разлома (для юго-западной части).

Сравнение данных по двум частям Китового хребта [14] позволяет принять две гипотезы о механизме компенсации: либо жесткость со временем становится пренебрежимо мала (сравнение с оценками D под Императорским хребтом в Тихом океане дает основание считать эффективную изгибную жесткость величиной, убывающей со временем), либо близость северо-восточной части хребта к шельфу Африки, осложнен-

Эффективная изгибная жесткость литосферы в районе Китового хребта.
Возраст 60–80 млн лет

№ профиля (по [14])	Эффективная жесткость, 10^{28} дин · см	Литосферный прогиб	
		Амплитуда, км	Ширина, км
1	2–8	4,6	210
2	2–8	5,5	220
3	2–8	4,5	160
6	2–8	6,0	200
7	2–8	6,3	160
Подводная гора (33° ю.ш., 5° з.д.)	1–2	2–8	160

ному разломами, повлияла на монолитность структуры хребта, и эффективная жесткость стремится к нулю вследствие многочисленных разломов океанической коры.

Исследование изостазии Китового хребта методом спектрального анализа. В последние годы для исследования характера изостатической компенсации, а также для оценки параметров адекватной модели применяют кросс-спектральный анализ значений силы тяжести и рельефа [15–17]. Связь между аномалиями в свободном воздухе и рельефом морского дна дает информацию о физических свойствах литосферы и возможных движениях в мантии. Тесная корреляция коротковолновых (300–400 км) аномалий наблюдается повсеместно. Анализ этой связи позволяет лучше понять, как литосфера реагирует на давление рельефа.

Кросс-спектральный анализ гравитационного поля и топографии с успехом используется для оценки эффективной упругой мощности океанической литосферы. Функция переноса (адмитанс) есть отношение амплитуды поля силы тяжести к амплитуде рельефа как функция волнового числа $K = 2\pi/\lambda$ (λ – длина волны). Теоретическое значение K для различных изостатических гипотез может быть получено как Фурье-преобразование соответствующих уравнений механического равновесия. Теоретическая функция $z(K)$ установлена для гипотезы Эри при условии упругой несжимаемой плиты [17], слоистой упругой плиты [18], упругой сжимаемой плиты [16].

Экспериментальная функция адмитанса характеризуется следующими особенностями: 1) максимальное значение достигается при $K = 0,08 \text{ км}^{-1}$ ($\lambda = 80 \text{ км}$); 2) функция убывает по экспоненте с увеличением K ; 3) функция резко убывает при малых значениях K , что обусловлено эффектом изостазии.

Результаты анализа экспериментальных и теоретических кривых $z(K)$ показали, что для северо-восточной части Китового хребта требуется модель локальной компенсации Эри, мощность компенсационных масс 15–25 км. Западная часть хорошо соответствует модели плиты региональной компенсации с эффективной упругой мощностью 5–8 км [6]. Эти оценки хорошо согласуются с данными Гослена и Сибюе [5] по восточной части и со значениями Когана [3] – по западной.

Оценки, полученные по дисперсии поверхностных волн Рэлея, показывают, что средняя мощность коры под Китовым хребтом в 1,5–2 раза больше нормы [19], кровля верхней мантии состоит из материала с низкими скоростями поперечных волн. Последнее можно объяснить скорее зональным изменением состава, чем частичным плавлением.

Итак, анализ гравиметрических карт, составленных в редукциях в свободном воздухе, изостатической, Буге и Гленни, доказывает структурную неоднородность Китового хребта. Близкие к нулю слабые положительные и отрицательные изостатические аномалии и минимумы аномалий Буге и Гленни над хребтом свидетельствуют о изостатической скомпенсированности структуры хребта. При этом в северо-восточной части хребта изостазия осуществляется преимущественно по модели локальной компенсации Эри.

Мощность компенсационных масс достигает 20–25 км. В юго-западной части хребта изостазия выполняется, по-видимому, вследствие регионального упругого прогиба плиты под нагрузкой хребта. Не исключена возможность того, что частично изостазия структуры хребта осуществляется вследствие уменьшения плотности вещества литосферы под земной корой. По-видимому, в формировании Китового хребта большую роль играли не только крупномасштабные излияния базальтов на поверхности литосферы, но и наличие значительного количества легкоплавкой и менее плотной компоненты в литосфере под структурой Китового хребта.

АБСТРАКТ

The reflection of the Walvis ridge structure in the gravity field is being investigated. Gravimetric surveys in the region are described, anomalous gravity field connection with crustal, lithospheric and upper mantle peculiarities is under study. Density models of the ridge and surrounding basins are developed, isostasy of the region is evaluated. Gravity field shows structural inhomogeneity of the Walvis ridge and its isostatic compensation. But different parts of the ridge are compensated in different ways: by local Airy model, by regional elastic flexure model and by lithospheric density decrease under the ridge.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Vening Meinesz F.A.* Gravity expeditions at sea, 1923–1938. Delft, 1948. 233 p.
2. *Worzel J.L.* Pendulum gravity measurements at sea, 1936–1959 // *Contribs Lamont Geol. Observ.*, 1965, N 807. 422 p.
3. *Коган М.Г.* Гравитационное поле океанических глыбовых хребтов // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1976. № 11. С. 32–43.
4. *Emery K.O., Uchupi E., Bowin C.O.* et al. Continental margin off western Africa: Cape St. Francis (south Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa) // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1975. Vol. 59, N 1. P. 3–59.
5. *Goslin J., Sibuet J.C.* Geophysical study of the eastern-most Walvis Ridge, south Atlantic: deep structure // *Ibid.* Vol. 86, N 12. P. 1713–1724.
6. *Detrick R.S., Watts A.B.* An analyses of isostasy in the world's oceans. 3. Aseismic ridges // *J. Geophys. Res.*, 1979. Vol. 84, N B7. P. 3637–3653.
7. *Bowin C., Warsi W., Milligan J.* Free-air gravity anomaly atlas of the world: *Geol. Soc. Amer. Map. and Chart ser.*, N MC-46, 1982. 56 p.
8. *Коган М.Г., Уоттс А.Б.* Гравитационные аномалии в свободном воздухе южной части Атлантического океана. Масштаб 1:10 000 000. Л.: ГУНИО МО СССР, 1983. 6 л.
9. *Захаров М.В.* Структурно-тектоническая неоднородность Китового хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования // *Океанология.* 1981. Вып. 3. С. 489–493.
10. *Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е.* и др. Гравитационное поле Атлантики и методика его изучения: Объяснительная записка к гравиметрической карте Атлантического океана м-ба 1:10 000 000. Л.: НИИГА, 1981. 102 с.
11. *Гайнанов А.Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 287 с.
12. *Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Мелихов В.Р.* Гравиметрические исследования в Атлантическом океане // *Морская геология и геофизика: Обзор.* М.: ВИЭМС, 1975. 28 с. Ротапр.
13. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
14. *Kogan M.G.* Gravity Anomalies and origin of the Walvis Ridge // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B11. P. 6019–6025.
15. *Cochran J.R.* An analyses of isostasy in the world's oceans. 2. Midocean Ridge crest // *Ibid.* N B9. P. 4713–4729.
16. *Kogan M.G., Kostoglodov V.V.* Isostasy of fracture zones in the Atlantic ocean // *Ibid.* 1981. Vol. 86, N B10. P. 9248–9258.
17. *McKenzie D., Bowin C.* The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic ocean // *Ibid.* 1976. Vol. 81, N 11. P. 1903–1915.
18. *Watts A.B.* An analyses of isostasy in the World's oceans: Pt 1: Hawaiian-Emperor seamount chain // *Ibid.* 1978. Vol. 83. P. 5989–6004.
19. *Chave A.D.* Lithospheric structure of the Walvis Ridge from Rayleigh wave dispersion // *Ibid.* 1979. Vol. 84, N B12. P. 6840–6848.

ОБЗОР ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ КИТОВОГО ХРЕБТА

Результаты геотермических исследований несут в себе информацию об энергетическом режиме процессов, протекающих в недрах Земли.

Существует несколько способов анализа данных теплового потока. Важным методом анализа геотермических данных является картирование измеренных и истинных (т.е. исправленных) значений, а также теплового потока на границе Мохоровичича [1–3]. Кроме того, широко распространено построение пространственно-временных графиков распределения значений теплового потока вкост основных тектонических структур региона. Так как каждое измеренное значение теплового потока может быть искажено влиянием ряда факторов, оно с математической точки зрения является случайной величиной. Характеристикой теплового поля однородных геологических структур служат статистические параметры массивов измеренных в них значений теплового потока. Методы математической статистики позволяют выявить фоновые значения теплового потока, дисперсию, которая является качественным индикатором соотношения кондуктивной и конвективной составляющих полного выноса тепла.

Все перечисленные способы анализа применялись при изучении теплового поля региона, включающего Китовый хребет, часть Южно-Атлантического хребта, глубоководные котловины (Капскую и часть Ангольской).

В настоящем обзоре использованы данные зарубежных исследователей [4, 5]. Всего проанализировано около 160 измерений теплового потока.

Карта-схема теплового потока. Для составления карты измеренных значений теплового потока (рис. 1) была выбрана неравномерная шкала изолиний (0–20, 21–30, 31–40, 41–50, 51–60, 61–80, 81–100 и 101–150 мВт/м²). Были учтены все имеющиеся данные по геологии и геофизике региона.

Большие площади исследуемого региона занимают зоны нормальных тепловых потоков (40–60 мВт/м²). Структурно эти зоны совпадают с юго-восточной частью Ангольской котловины, центральной областью Капской котловины и северо-восточной оконечностью Китового хребта. Зоны повышенных тепловых потоков (60–80 мВт/м²) соответствуют южным и восточным областям Капской котловины, центральным и юго-западным блокам Китового хребта. Область пониженных тепловых потоков (20–40 мВт/м²) находится в западной части Ангольской котловины и прилегающих к ней флангов Южно-Атлантического хребта.

Зоны низких тепловых потоков (0–20 мВт/м²) ограничивают с запада и востока центральную зону больших вариаций теплового потока ($15 < q < 341$ мВт/м²). Такие зоны минимума теплового потока по краям рифтовых зон срединных хребтов характерны для всей системы рифтов Мирового океана [6]. Зоны низких тепловых потоков с севера и юга ограничивают центральные блоки Китового хребта.

Изученность региона в целом позволяет лишь схематически картировать данные теплового потока, некоторые участки карты представляют собой белые пятна. Тем не менее основные структурные элементы региона находят отражение в характере поля теплового потока.

Профили теплового потока основных структур региона. Как видно на рис. 1, структура поля теплового потока подчинена простираниям основных тектонических объектов региона. Таковыми являются рифтовая зона Южно-Атлантического хребта и Китовый хребет.

На рис. 2 показано распределение значений теплового потока вкост простирания оси Южно-Атлантического хребта. Видно, что осевая зона в полосе 100 миль к западу и 180 миль к востоку от оси хребта характеризуется резкими вариациями теплового

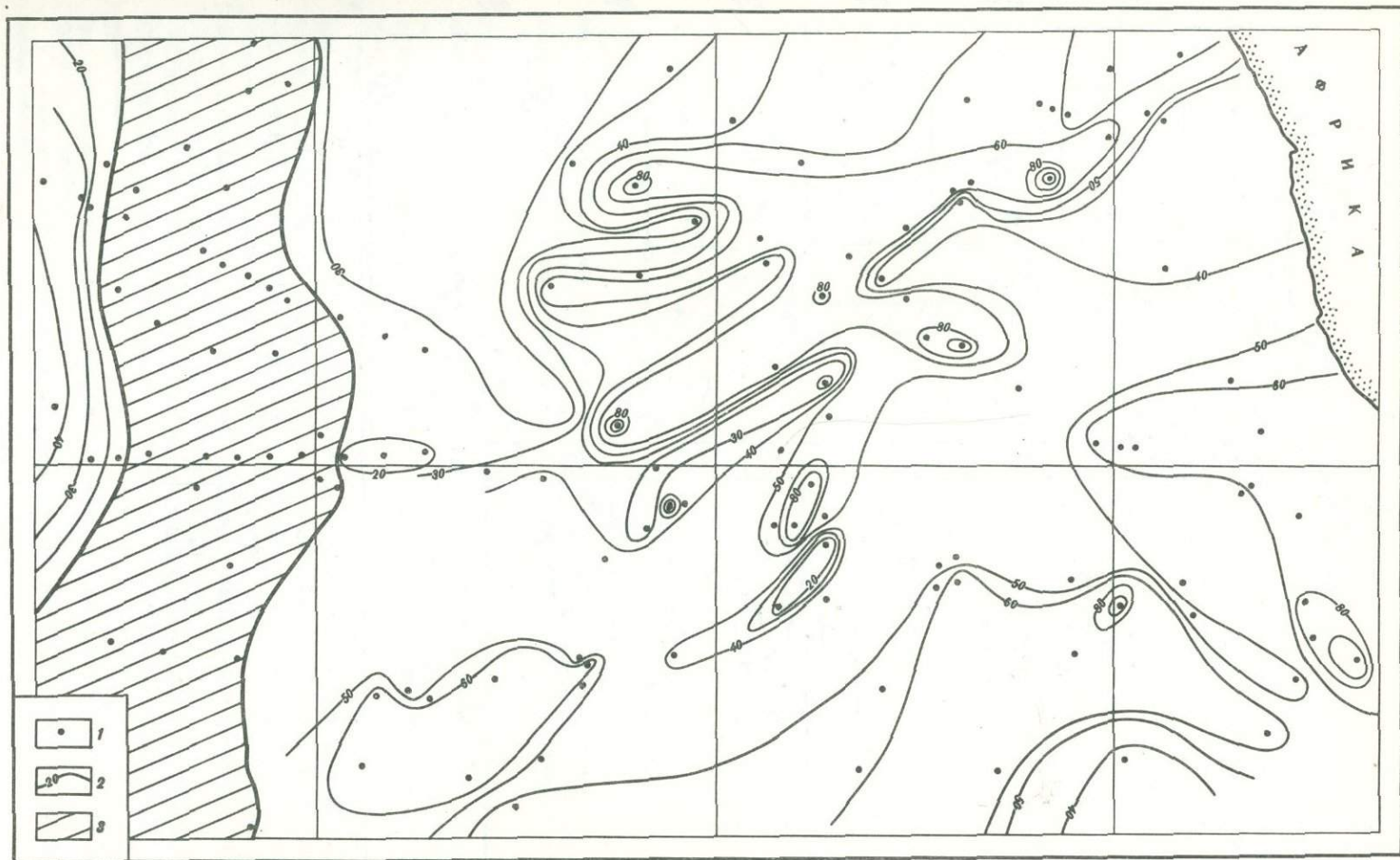
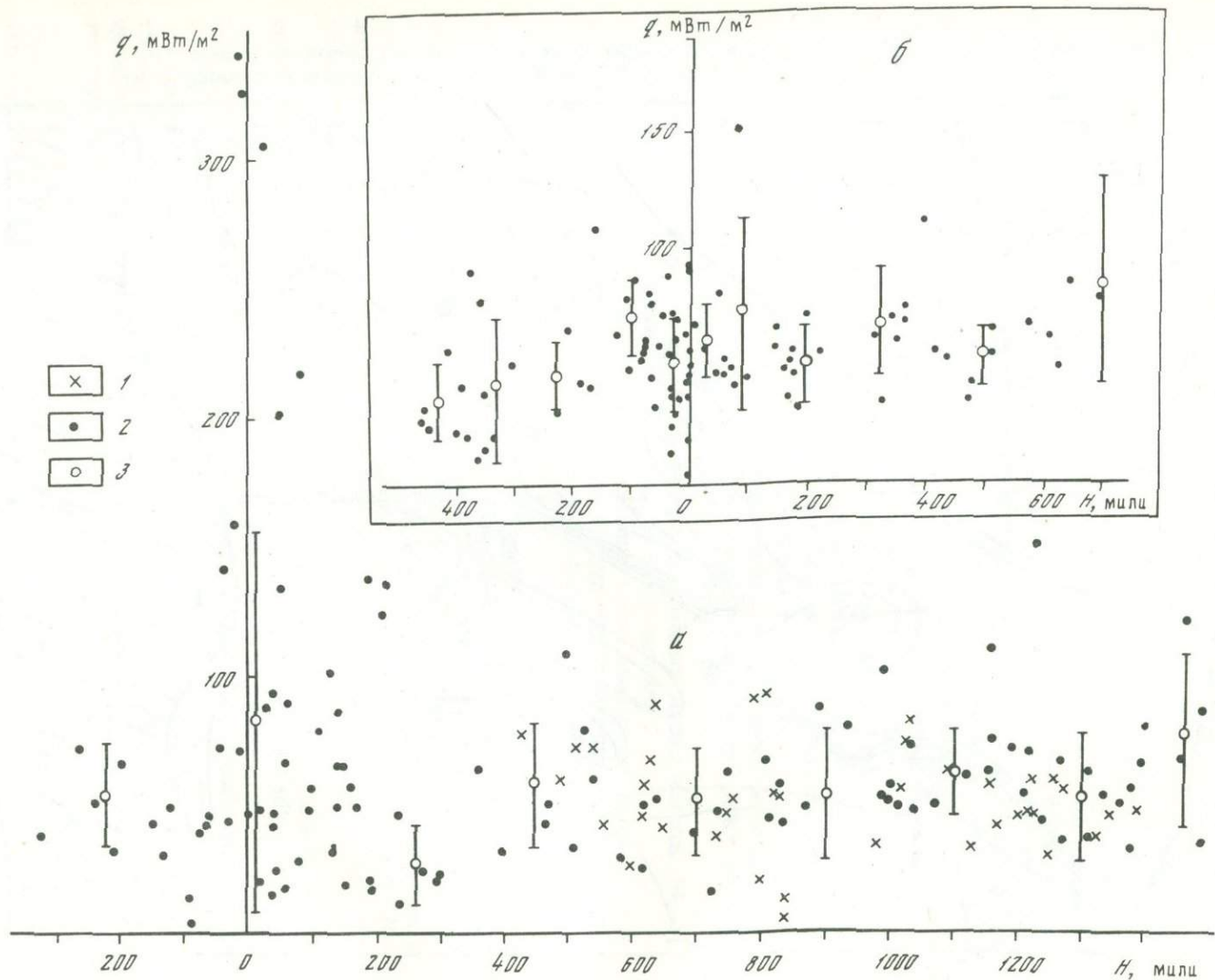


Рис. 1. Карта-схема теплового потока района Китового хребта

1 — пункты измерений; 2 — изолинии теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 3 — зона вариационного теплового поля



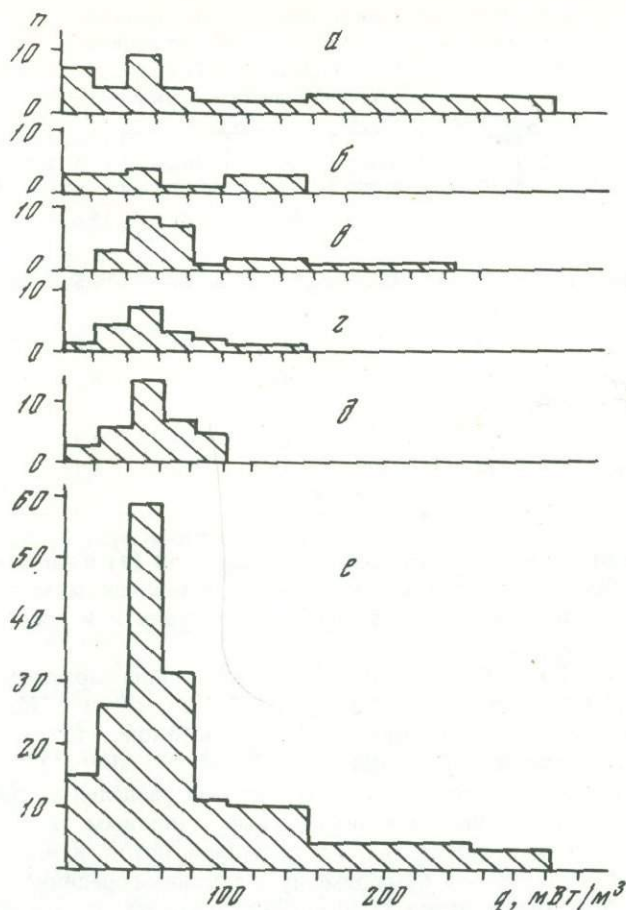


Рис. 3. Гистограммы теплового потока для различных тектонических зон региона
 а — рифтовая зона Южно-Атлантического хребта; б — фланги Южно-Атлантического хребта; в — Капская котловина; г — Ангольская котловина; д — Китовый хребет; е — суммарная для региона

потока ($4 \leq q \leq 341 \text{ мВт/м}^2$). В полосе 200–400 миль к востоку от оси расположен минимум теплового потока ($\bar{q} = 25 \pm 13 \text{ мВт/м}^2$, число измерений $n = 5$). В интервале 400–1300 миль от оси поле теплового потока довольно ровное и характеризуется нормальными значениями. На расстоянии более 1300 миль отмечается увеличение теплового потока ($\bar{q} = 56 \pm 37 \text{ мВт/м}^2$).

Распределение значений теплового потока относительно оси Китового хребта показано на рис. 2, б (измерения теплового потока, относящиеся к рифтовой зоне Южно-Атлантического хребта, из рассмотрения исключены). Значения теплового потока, измеренные на Китовом хребте, колеблются в интервале 4–93 мВт/м². К северу от хребта тепловой поток в среднем ниже, чем к югу от него. Отдельные высокие его значения связаны, по-видимому, как с трассами древних трансформных разломов [1], так и с зонами современного вулканизма в Капской котловине.

Статистические характеристики теплового потока в основных тектонических структурах региона. На рис. 3 приведены гистограммы теплового потока для рифтовой зоны

Рис. 2. Распределение значений теплового потока вкрест оси Южно-Атлантического (а) и вкрест оси Китового (б) хребтов

1 — измерения на Китовом хребте; 2 — измерения вне Китового хребта; 3 — среднестатистические значения

Статистические характеристики теплового потока
в основных тектонических структурах региона

Провинции океанического дна	Число измерений, n	Значения теплового потока, мВт/м ²			ϵ_q	σ	ϵ_σ	ν	ϵ_ν
		q_{\min}	q_{\max}	\bar{q}					
Рифт Южно-Атлантического хребта	35	4	341	86	15,6	92	10,9	107	21,4
Фланги Южно-Атлантического хребта	24	11	139	56	7,5	37	5,3	66	15,2
Капская котловина	23	32	151	64	5,6	27	3,9	42	7,1
Ангольская котловина	18	17	90	51	4,9	21	3,5	41	7,8
Китовый хребет:									
северо-восточные блоки	24	13	88	49	3,7	18	2,6	36	5,6
юго-западные блоки	14	4	93	56	6,7	25	4,7	45	9,9

(а) и флангов Южно-Атлантического хребта (б), Капской (в) и Ангольской (г) котловин, Китового хребта (д) и общая для региона (е). В таблице даны параметры распределений, а также дисперсия σ , коэффициент корреляции ν и среднеквадратические отклонения параметров ($\epsilon_q, \epsilon_\sigma, \epsilon_\nu$).

Как видно на рис. 3 и в таблице, Ангольская котловина характеризуется нормальным средним значением теплового потока ($\bar{q} = 51 \pm 21$ мВт/м²). Капская котловина характеризуется повышенным средним тепловым потоком, что связано с наличием здесь процессов неотектонической активизации ($\bar{q} = 64 \pm 27$ мВт/м²).

По характеру теплового поля Китовый хребет был разделен на две части: северо-восточные блоки, характеризующиеся нормальным тепловым потоком ($\bar{q} = 49 \pm 18$ мВт/м²), и юго-западные блоки, где тепловой поток и его дисперсия выше ($\bar{q} = 56 \pm 25$ мВт/м²), что связано, по-видимому, с влиянием срединного хребта.

Тепловое поле фрагмента Южно-Атлантического хребта рассмотрено в двух его структурах: в рифтовой зоне ($\bar{q} = 86 \pm 92$ мВт/м²) и на флангах ($\bar{q} = 56 \pm 37$ мВт/м²). Видно, что энергетически эти два структурных элемента хребта различны.

В целом для региона можно отметить следующие особенности его теплового поля. Современная рифтовая зона Южно-Атлантического хребта характеризуется высоким региональным тепловым потоком и большой дисперсией его значений, что связано с наличием здесь глубинного теплового очага, обуславливающего повсеместное развитие гидротермальной деятельности и вулканизма. Поднятие Китового хребта совпадает с зоной раздела между энергетическими уровнями Ангольской котловины (где тепловой поток пониженный и нормальный) и Капской котловины (где тепловой поток повышен).

ABSTRACT

All published heat flow data are collected and the scheme of heat flow distribution is drawn, including Walvis Ridge region, neighbouring basins and a part of the Mid-Atlantic Ridge. It is found that Angola basin has normal values of heat flow, Cape basin — increased, which is thought to be connected with its neotectonic activation. Heat flow character enabled to divide Walvis Ridge into two parts: northeastern with normal heat flow and southwestern, where heat flow and dispersion of its values are higher, that is apparently due to the influence of the mid-ocean ridge. Walvis Ridge divides the zones of different energetic levels of Angola and Cape basins. Rift zone of the Mid-Atlantic Ridge is characterised by high mean heat flow values and their great dispersion, that is thought to be due to mantle diapir.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попова А.К., Смирнов Я.Б., Иоффе А.И., Хуторской М.Д. Карта теплового потока Северной Атлантики// Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 718–722.
2. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР: Объяснительная записка к карте м-ба 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1980. 75 с.
3. Anderson R.N., Langseth M.G., Hayes D.E. et al. A geophysical atlas of the east and southeast Asian seas. Heat flow, thermal conductivity, thermal gradient. Lamont-Doherty Geol. Observ. (Palisades), 1978.
4. Herman B., Langseth M.G., Hobart M. Heat flow in the oceanic crust bounding western Africa// Tectonophysics. 1977. Vol. 41, N 1. P. 61–77.
5. Jessop T., Hobart M., Sclater J. World heat flow data collection 1975: Geothermal ser. 5. Ottawa, 1976. 150 p.
6. Williams D. Submarine geothermal resources // J. Volcanol. and Geothermal Res. 1976. N 1. P. 85–100.

УДК 552.3:551.241 (265)

Н.А. Куренцова

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ КИТОВОГО ХРЕБТА

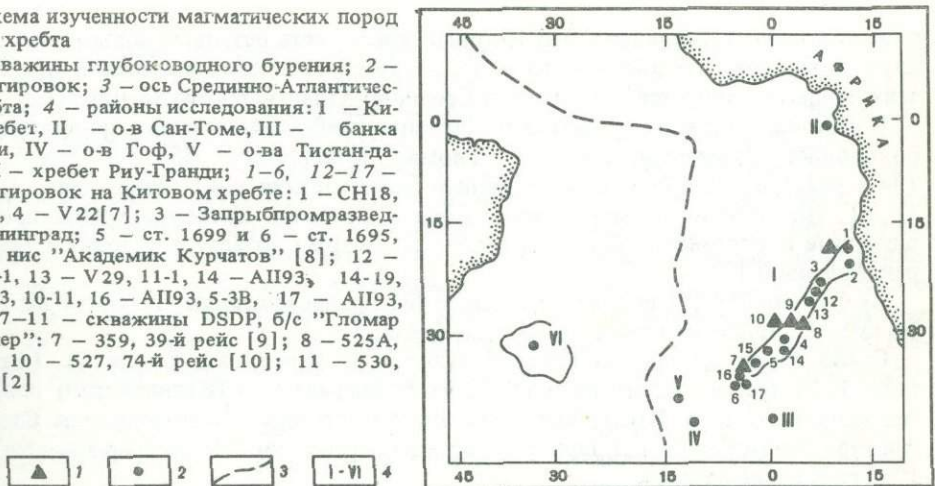
Асейсмичное поднятие Китового хребта является одним из центральных структурных элементов Южной Атлантики. В связи с проблемой границ океан–континент, их положения во времени и пространстве, асейсмичные поднятия вызывают особый интерес. Комплексные геолого-геофизические исследования их позволяют выявить роль различных тектонических процессов в океанических областях, геодинамический режим взаимодействия океана и континентов на протяжении всей истории их существования.

Выявление петрохимических особенностей акустического фундамента Китового хребта позволяет глубже понять геологическую природу различных его частей, оценить перспективы нефтегазоносности и рудоносности Юго-Восточной Атлантики.

Китовый хребет обнаруживает структурную и геофизическую неоднородность, являющуюся отражением его гетерогенности. Выявлены три генетических типа положительных структур: глыбовые, вулкано-тектонические и вулканические поднятия. Китовый хребет – вторичная океаническая структура Юго-Восточной Атлантики, заложенная в раннемеловое время и имевшая две фазы развития – позднемеловую и эоцен-

Рис. 1. Схема изученности магматических пород Китового хребта

1 – скважины глубоководного бурения; 2 – места драгировок; 3 – ось Срединно-Атлантического хребта; 4 – районы исследования: I – Китовый хребет, II – о-в Сан-Томе, III – банка Дискавери, IV – о-в Гоф, V – о-ва Тистанда-Кунья, VI – хребет Риу-Гранди; 1–6, 12–17 – места драгировок на Китовом хребте: 1 – СН18, 2 – СН19, 4 – V22[7]; 3 – Запрыбпромразведка, Калининград; 5 – ст. 1699 и 6 – ст. 1695, 20-й рейс нис "Академик Курчатов" [8]; 12 – АП93, 21-1, 13 – V29, 11-1, 14 – АП93, 14-19, 15 – АП93, 10-11, 16 – АП93, 5-3В, 17 – АП93, 3-9 [2]; 7–11 – скважины DSDP, б/с "Гломар Челленджер": 7 – 359, 39-й рейс [9]; 8 – 525А, 9 – 528, 10 – 527, 74-й рейс [10]; 11 – 530, 75-й рейс [2]



Местоположение базальтов Китового хребта

Точки взятия проб (см. рис. 1)	Рейс	Станция или скважина	Образец	Широта
1	СН18	DR3	WD3-3 А	19° 22,3' S 19° 25,0' S
2	СН19	4	WD4-3 WD4-1	19° 50,8' S 19° 35,0' S
3	Запрыбпромразведка (Калининград)	—	П-13	26° 08' S
4	V 22	146	—	32° 21' S
5	20 "Академик Курчатов"	1699	21	33° 15,2' S
6	20 "Академик Курчатов"	1695	19	36° 22,4' S
7	39 "Гломар Чел- ленджер"	359	359-4-2	34° 59,10' S
8	74 "Гломар Чел- ленджер"	525А	53-2, 55-2, 58-4, 59-4.25	29° 04,24' S
9	74 "	528	39-1, 41-2, 44-2, 47-3	28° 31,49' S
10	74 "	527	39-2, 41-3, 44-4	28° 02,49' S
11	75 "	530А	37-3, 107-1, 108-2	19° 11,26' S
12	АП93		21-1	25° 26,1' S
13	V29		11-1	26° 09,0' S
14	АП93		14-19	31° 59,6' S
15	АП93		10-11	34° 20,1' S
16	АП93		5-3В	34° 17,3' S
17	АП93		3-9	37° 05,7' S

олигоценую. Установлено, что Китовый хребет есть результат совместного действия двух процессов: тектонического и вулканического. Геодинамической предпосылкой этих процессов является деятельность Срединно-Атлантического хребта [1].

В настоящее время о магматизме Китового хребта можно судить по материалам глубоководного бурения на станциях "Гломар Челленджера": 359 (39-й рейс), 525—528 (74-й рейс) и 530 (75-й рейс) и данным драгирования в 12 точках (рис. 1, табл. 1) [2—6]. По составу магматических пород в пределах Китового хребта преобладают щелочные и железистые базальты (табл. 2). Возраст базальтов в точке 2 (см. рис. 1) раннемеловой [7].

На станции 359 [9] поднят трахитовый туф позднеэоценового возраста (см. табл. 1, 2). Он сходен с трахитами о-вов Тристан-да-Кунья.

Слабо изучен фундамент банки Вальдивия. В ее пределах в точке 3 (см. рис. 1, табл. 1, 2) тралом одного из судов Запрыбпромразведки (Калининград) поднят образец адамеллита (обр. П-13). Возможно, что это материал ледового разноса. Возраст фосфоритов банки Вальдивия, поднятых во время рейса нис "Профессор Месяцев" (1979—1980 гг.), раннемеловой.

Долгота	Глубина океана, м	Порода	Способ взятия проб	Литературный источник
09° 20' E 09° 21,5' E	3840	Железистый базальт	Драга	[7]
09° 01' E 09° 01,3' E	2738	Щелочной базальт с прожилками кварца	”	[7]
06° 17' E	230	Адамеллит, материал ледового разноса (?)	Трал	—
02° 10' E	2177	Высокоглиноземистый щелочной базальт	Геологическая трубка	[7]
04° 59,6' W	2500—1830	Щелочной выветрелый базальт	Драга	[8]
07° 47,8' W	1430—1130	То же	”	[8]
04° 29,83' W	1658	Трахитовый туф	Глубоководное бурение	[9]
02° 59,12' E	2467	Щелочной базальт	То же	[10]
02° 19,44' E	3800	Железистый и щелочной базальты	”	[10]
01° 45,80' E	4428	Железистый базальт	”	[10]
09° 23,15' E	—	То же	”	[10]
06° 42,2' E	—	Щелочной базальт	Драга	[2]
05° 35,0' E	—	То же	”	[2]
02° 23,6' E	—	”	”	[2]
01° 34,3' W	—	”	”	[2]
05° 01,5' W	—	”	”	[2]
07° 46,7' W	—	”	”	[2]

Глыбы выветрелого щелочного базальта были подняты драгой на станциях 1695 и 1699 во время 20-го рейса нис "Академик Курчатов" (см. рис. 1, точки 5 и 6) [8].

Проведены детальные геохимические исследования базальтов по скважинам 525—528, 530 и пробам драг [2]. Они показали, что по содержанию редкоземельных элементов в пределах Китового хребта выделяются два петрохимических типа базальтов: с низким отношением Ce/Yb (1,46—5,22) и высоким (4,31—8,50). Выявляются также различия в содержаниях и других редкоземельных элементов. К первому типу относятся железистые нижнемеловые базальты, более древние, залегающие в основании фундамента Китового хребта и вскрытые скважинами 527, 528 и 530 (табл. 3). Второй тип включает щелочные эоцен-верхнемеловые базальты, более молодые, поднятые драгами и в скв. 525 [2, 10]. Все образцы базальтов Китового хребта показывают высокую степень обогащения легкими редкоземельными элементами в отличие от толеитов рифтовых зон.

На петрохимической диаграмме (рис. 2) в пределах Китового хребта по разрезу снизу вверх четко выделяются две разновозрастные вулканические серии: 1) базальт-ферробазальтовая (раннемелового возраста) и 2) щелочная (эоцен-позднемелового

Таблица 2

Химический состав базальтов района Китового хребта (мас.%)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,80	47,00	45,78	51,42	49,18	51,42	51,19	51,72
TiO ₂	3,41	3,33	3,29	2,31	2,21	3,28	2,46	3,22
Al ₂ O ₃	16,37	16,50	16,33	14,31	16,00	16,37	17,04	15,37
Fe ₂ O ₃	12,82	13,01	12,53	11,93	6,62	7,51	9,47	9,40
FeO	1,98	2,10	1,90	0,58	5,01	2,36	1,80	2,20
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2,85	2,81	2,04	2,30	4,84	2,48	2,72	2,12
CaO	6,67	6,50	6,01	4,58	9,54	7,24	7,56	6,17
Na ₂ O	2,76	2,86	2,80	2,71	2,60	3,00	2,83	3,10
K ₂ O	2,82	2,89	3,25	3,87	1,02	1,01	1,61	1,39
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—
П.л.п.	1,88	2,19	4,81	4,27	1,83	4,43	2,87	3,62
Сумма	98,35	99,18	98,73	98,27	98,85	99,09	99,54	98,30
f _{общ} , ат. %	72,6	73,5	78,2	73,4	55,8	67,2	68,0	74,0

Примечание. 1-4 — железистый базальт Китового хребта (CH18-DR3): 1 — WD3-3, 2 — А, 3 — 33, 4 — WD3-5; 5-9 — базальт с прожилками кварца Китового хребта (CH19-4): 5 — WD4-3, 6 — WD4-1, 7 — В, 8 — С, 9 — А; 10 — высокоглиноземистый щелочной базальт Китового хребта (V 22-146); 11 — щелочной базальт о-вов Тристан-да-Кунья; 12 — щелочной базальт о-ва Гоф; 13 — толеит Срединно-Атлантического хребта. 1-13 — по данным работы [7]; 14 — трахитовый туф, скв. 359, 39-й рейс б/с "Гломер Челленджер", Китовый хребет; 15, 16 — щелочной и железистый

Таблица 3

Средние составы базальтов некоторых районов Южной Атлантики (мас.%)

Оксиды	1 (13)	2 (6)	3 (10)	4 (7)	5 (23)	6 (7)
SiO ₂	52,17	50,10	49,99	49,72	50,04	51,14
TiO ₂	2,92	1,83	1,93	1,81	3,28	3,03
Al ₂ O ₃	17,92	15,33	16,46	16,05	17,08	16,53
FeO	9,11	12,06	11,02	10,05	11,98	11,96
MnO	0,08	0,19	0,20	0,29	0,18	—
MgO	3,49	6,40	6,26	8,06	3,44	2,37
CaO	8,64	10,38	9,98	10,62	8,15	7,08
Na ₂ O	3,42	2,67	2,82	2,67	2,95	2,91
K ₂ O	0,94	0,59	1,01	0,30	1,59	2,19
P ₂ O ₅	0,30	0,25	0,28	0,26	0,65	—
Сумма	98,99	99,80	99,95	97,83	99,34	97,21

Примечание. Базальты: 1-6 — Китового хребта (скважины: 1 — 525, 2 — 527, 3 — 528, 4 — 530; пробы драг: 5 — АП-93, 6 — в восточной части Китового хребта); 7, 8 — поднятия Риу-Гранди (7 — скв. 516, 8 — пробы драг); 9 — о-вов Тристан-да-Кунья; 10 — банки Дискавери; 11 — о-ва Гоф; 12 — Срединно-Атлантического хребта; 13 — средний океанический трап Атлантики. В скобках количество проб. 1-12 — по данным работы [2].

возраста). Они характеризуются различной корреляцией содержания Mg и Fe — обратной и прямой. Первый тип (с обратной корреляцией содержания MgO и (FeO + Fe₂O₃ + TiO₂)) прослеживается в базальт-ферробазальтовой серии толеитовых базальтов, гомодромное развитие которых (с понижением содержания Mg) приводит к образованию базальтовых пород, очень богатых Fe, Ti, V. Второй тип (с прямой корреляцией рассматриваемых компонент) прослеживается в верхней щелочной серии, в породах которой понижение содержания Mg сопровождается быстрым уменьшением содержа-

9	10	11	12	13	14 (3)	15	16	17	18
50,77	46,97	43,10	47,70	49,27	62,41	50,20	48,82	67,72	49,27
2,90	2,33	3,60	3,20	1,45	0,72	2,49	1,17	0,62	2,62
15,60	17,81	13,10	15,20	17,44	19,03	13,95	16,91	14,49	16,43
9,38	2,00	5,50	2,30	2,18	2,19	12,92	10,79	3,70	5,57
2,67	7,19	8,50	8,70	6,26	0,87	—	—	1,51	4,68
—	—	—	—	—	0,06	0,19	0,17	0,04	0,10
2,81	5,39	9,00	9,70	7,11	0,47	5,33	5,86	0,66	4,98
7,37	10,88	12,40	8,90	11,40	0,86	9,49	12,66	2,60	9,35
2,74	2,85	2,70	2,70	2,87	0,65	2,49	2,52	2,77	2,69
1,22	1,42	1,60	1,60	0,16	6,38	1,03	0,17	3,77	0,80
—	—	—	—	—	0,54	0,51	0,93	0,16	0,94
3,02	2,66	—	—	—	0,86	0,90	0,19	1,56	2,27
98,47	99,49	99,50	100,0	98,14	100,05	99,51	100,19	99,60	99,70
69,2	48,0	45,5	38,2	39,5	72,8	55,0	48,3	80,7	52,0

Базальты из скважин 525А и 527, 74-й рейс б/с "Гломар Челленджер", Китовый хребет; 17 — аданеллит (П-13), Китовый хребет, кол. Запрыбпромразведки (Калининград); 18 — щелочной базальт, банка Дискавери (Д-1), кол. ВНИРО, нис "Профессор Месяцев", 1979—1980 гг. 17, 18 — анализы выполнены в Геологическом институте ДВНЦ (Владивосток), аналитик Т.И. Бортина. В скобках — количество проб (в остальных случаях — по одной пробе). $f_{\text{общ}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, ат. % — общая железистость пород.

7 (14)	8 (3)	9 (10)	10 (1)	11 (15)	12	13 (13)
50,48	47,33	46,70	51,53	48,93	50,74	47,24
2,51	3,25	3,60	2,75	2,86	1,03	1,75
15,12	14,90	17,30	15,86	16,11	15,83	14,04
12,76	9,60	10,40	9,82	9,71	9,05	11,17
0,17	0,17	—	0,16	0,12	0,15	0,17
5,23	7,19	4,70	4,99	6,69	8,78	7,64
10,61	10,15	9,70	9,28	7,80	12,20	11,07
2,61	3,57	4,1	3,10	3,19	2,32	2,35
0,28	1,73	3,0	1,43	2,45	0,06	0,33
0,21	0,75	—	0,43	0,28	—	—
99,98	98,64	99,50	99,35	98,14	100,21	98,35

ния Fe, Ti, V и завершается образованием пород, относительно бедных мафическими компонентами — исландитов, андезитов, риолитов, трахитов, фолонитов.

Базальт-ферробазальтовая серия характеризуется более быстрым накоплением железа, титана, ванадия в направлении с северо-востока (скв. 530) на юго-запад (скважины 527, 528, см. рис. 2). С направлением дифференциации (трендом) этой серии совпадает средний состав океанического траппа из ложа Атлантики (см. табл. 3). Точка среднего состава толеитов (более магнезиальных) рифтовых зон Атлантики лежит

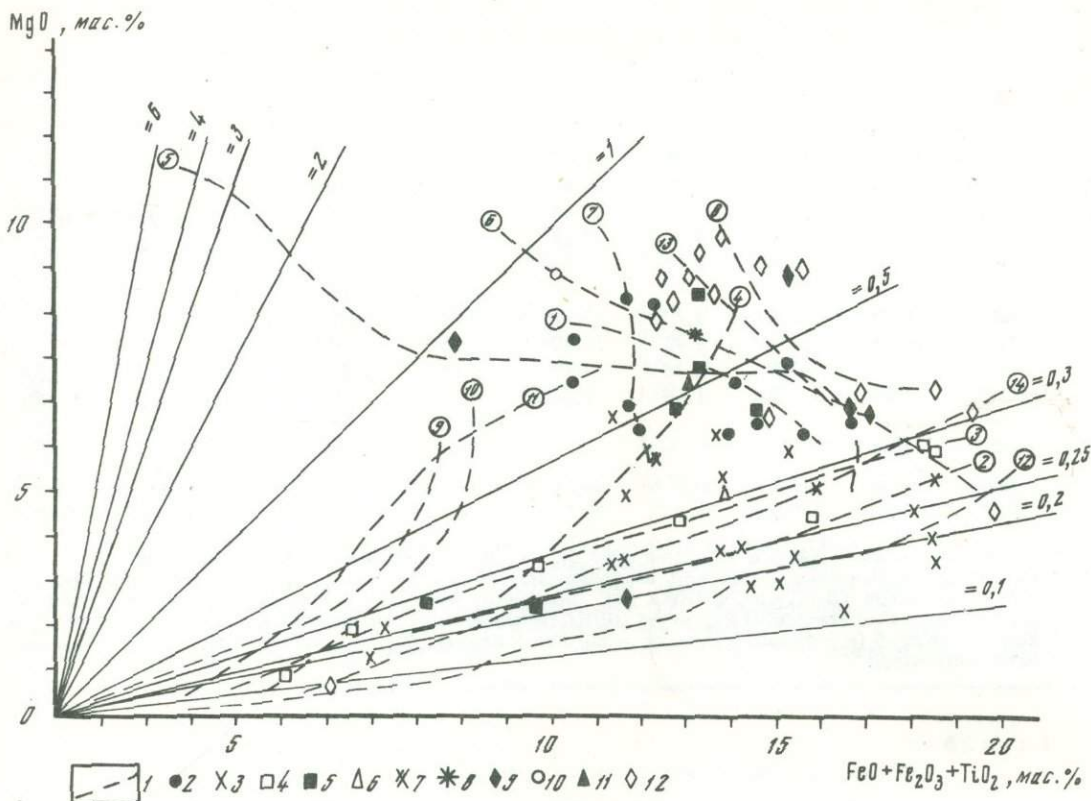


Рис. 2. График изменения магнезиальности и железистости в вулканических сериях океанов и континентов

1 — направления дифференциации магмы в вулканических сериях с прямой и обратной корреляцией содержаний MgO и (FeO + Fe₂O₃ + TiO₂); 2-12 — составы базальтов: 2, 3 — Китового хребта, нижняя и верхняя серии, 4 — о-ва Сан-Томе, 5 — поднятия Риу-Гранди, 6 — о-вов Тристан-да-Кунья, 7 — банки Дискавери, 8 — ложа Атлантического океана, 9 — Восточно-Индийского хребта, 10 — рифтовых зон Атлантического океана (средний состав), 11 — о-ва Гоф, 12 — Западно-Австралийского хребта.

Цифры у прямых соответствуют значению отношения MgO/(FeO + Fe₂O₃ + TiO₂). Цифры в кружках обозначают вулканические серии: 1, 2 — Китового хребта, 3 — о-ва Сан-Томе, 4 — поднятия Риу-Гранди, 5 — базальты и ферробазальты, исследованные экспериментально, 6, 8 — базальты и ферробазальты Исландии, 7 — базальты вулкана Толбачик на Камчатке, 9, 10 — базальты, андезиты и риолиты островных дуг Греции, 11 — вулканические серии Каскадных гор США, 12 — исландиты, ферроданиты и риолиты Исландии, 13, 14 — вулканические серии Западно-Австралийского хребта. 1-4, 13, 14 по данным автора статьи, 5-12 — по данным работы [11]

выше и левее этого тренда. Направления дифференциации магмы Исландии (см. рис. 2, 6, 7), Западно-Австралийского хребта (13) лежат параллельно и выше тренда Китового хребта. С последним пересекается тренд вулкана Толбачик (7) на Камчатке [11].

Как видно на рис. 2, щелочная магматическая серия Китового хребта ближе к исландит-риолитовой серии Исландии (12). Значение производной $dMgO/d(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2)$ сравнительно невелико для этой серии, так что содержание железа в породах в гомодромном развитии магматизма понижается очень быстро в отличие от андезитовых серий типа 9, 10 (см. рис. 2). К щелочной (натровой) серии Китового хребта близко располагаются риолитовая серия Западно-Австралийского хребта (14) [3-5] и трахит-фонолитовая серия о-ва Сан-Томе (3). Тренды последних параллельны и несколько выше первого. Среднее положение на рис. 2 между андезитовыми сериями островных дуг Греции (9, 10) и исландитами и риолитами Исландии (12) занимают щелочные породы поднятия Риу-Гранди (4) и о-ва Гоф (11). Составы щелочных базальтов банки

Химический состав базальтов о-ва Сан-Томе (мас. %)

Окислы	Щелочные базальты						Фонолиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,72	41,99	42,77	47,99	42,56	46,62	56,50	54,91	51,82
TiO ₂	3,78	3,89	4,42	2,91	4,31	3,36	0,95	1,52	1,99
Al ₂ O ₃	14,92	14,88	16,52	18,87	17,15	17,95	21,24	20,07	18,95
Fe ₂ O ₃	9,71	6,69	9,89	6,64	6,70	8,98	3,11	3,57	6,33
FeO	3,31	6,05	3,66	3,03	6,91	2,30	1,25	2,02	1,58
MnO	0,16	0,17	0,16	0,15	0,19	0,18	0,15	0,12	0,13
MgO	8,34	8,45	5,71	3,84	5,66	4,31	0,87	1,92	2,97
CaO	12,21	11,58	10,53	7,37	10,67	8,66	2,91	4,24	6,26
Na ₂ O	2,57	2,99	3,73	3,43	2,99	3,89	7,89	6,12	4,64
K ₂ O	1,41	1,41	0,88	2,15	0,84	2,01	4,14	3,63	2,39
H ₂ O ⁻	0,17	0,18	0,24	0,42	0,42	0,27	0,04	0,22	0,40
П.п.п.	1,28	1,28	1,03	2,72	1,40	1,06	0,60	1,30	2,20
Сумма	99,58	99,56	99,54	99,54	99,80	99,59	99,65	99,64	99,66
f _{общ.} ат. %	44,8	44,3	55,5	56,8	56,2	57,4	72,6	60,2	57,8

Примечание. Образцы: 1 — С-5-1, 2 — С-4-1, 3 — С-5-5, 4 — С-5-3а, 5 — С-5-3б, 6 — С-5-4а, 7 — С-2-1, 8 — С-1-1, 9 — С-3-2. Анализы выполнены в Геологическом институте ДВНЦ (Владивосток), аналитик Т.В. Бортина.

Дискавери и о-вов Тристан-да-Кунья [2] занимают поле между трендами поднятия Риу-Гранди (4) и о-ва Сан-Томе (3). В работе [2] впервые приводятся составы базальтов о-ва Сан-Томе, собранные А.В. Беляевым и А.Ф. Бересневым во время 2-го рейса нис "Иван Киреев" (табл. 4).

В щелочной серии Китового хребта наблюдается увеличение железистости (FeO + Fe₂O₃ + TiO₂ 11,3–15,2%), титанистости (TiO₂ 2,49–4,18%) и щелочности (Na₂O + K₂O 3,8–5,0%) базальтов вдоль простирания его с юго-запада на северо-восток (см. табл. 2, 3).

На петрохимической диаграмме изменения железистости и титанистости базальтов (рис. 3) отчетливо видны два направления дифференциации магмы в пределах Китового хребта: для базальт-ферробазальтовой и щелочной серий. Из графика следует, что наиболее обогащены титаном (2,9–3,0%) породы щелочной серии. Для базальт-ферробазальтовой серии характерно увеличение железистости (41–51,4%) в направлении с северо-востока (скв. 530) на юго-запад (скважины 527, 528), а для щелочной — наоборот: с юго-запада на северо-восток.

Несколько обособленное положение занимают на диаграмме точки составов щелочных базальтов островов Тристан-да-Кунья, Гоф [2], Сан-Томе, хребта Риу-Гранди [6], которые располагаются выше тренда Китового хребта. К последнему примыкают составы базальтов банки Дискавери и частично Восточно-Индийского хребта [12].

В отличие от базальтов рифтовых зон базальты Китового хребта и других асейсмичных хребтов более дифференцированы, вулканизм их ближе к вулканизму внутриокеанических подводных гор и островов.

Базальт-ферробазальтовая серия, вскрытая в основании фундамента Китового хребта, широко распространена в океанических трапах ложа Атлантики (см. табл. 3). Это направление дифференциации магмы с нормальным изменением состава основных расплавов обусловлено их кристаллизационной дифференциацией [11]. Породы этой серии формировались в условиях значительного растяжения коры, толеитовая магма внедрялась вдоль даек с большой скоростью при минимальной дифференциации.

Верхняя щелочная серия Китового хребта завершает циклы траппового и рифтоген-

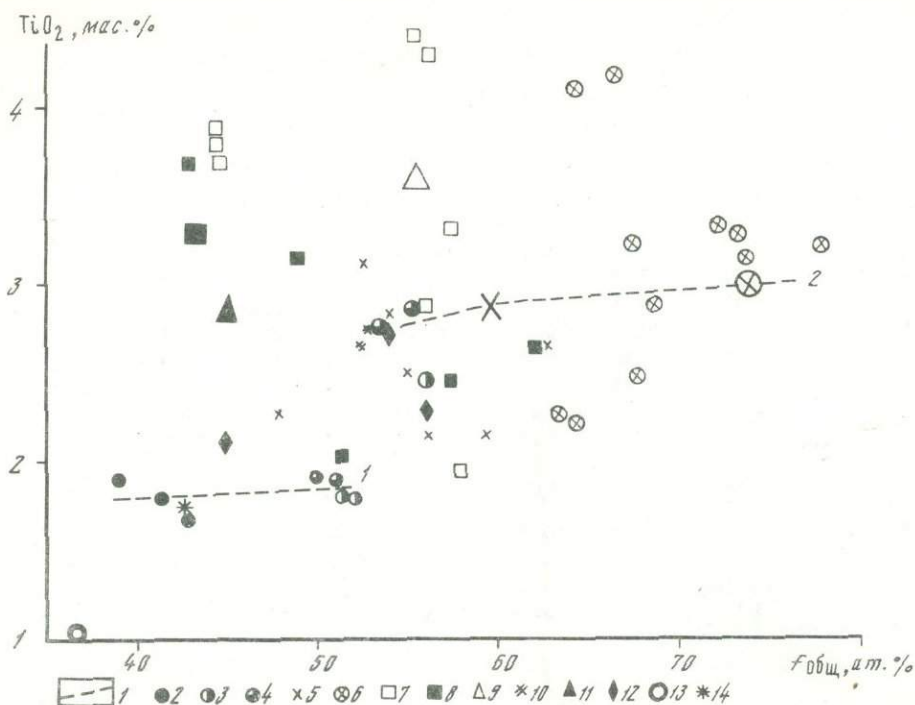


Рис. 3. Диаграмма изменения железистости и титанистости базальтов Китового хребта

1 — направления дифференциации магмы Китового хребта: нижняя (1) и верхняя (2) вулканические серии; 2–12 — базальты: 2–6 — Китового хребта (по скважинам: 2–530, 3–527, 4–528, 5–525, 6 — пробы базальтов восточной части хребта), 7 — о-ва Сан-Томе, 8 — хребта Риу-Гранди, 9 — о-вов Тристан-да-Кунья, 10 — банки Дискавери, 11 — о-ва Гоф, 12 — Восточно-Индийского хребта; 13 — средний толеит Срединно-Атлантического хребта; 14 — средний океанический трап ложа Атлантического океана. Крупные знаки — средние составы базальтов по данным работы [2]

ного магматизма и тесно связана с толеит-базальтовым магматизмом. Эта серия связана с явлениями ликвации остаточных основных магм [7]. Щелочные породы Китового хребта возникли в более ограниченном масштабе и в условиях, когда растяжение коры играло меньшую роль. Они внедрялись в форме трубообразных тел, в которых дифференциация достигала своего максимума; она обусловлена возрастанием флюидного давления и начинается с развитием лейкократовых (глиноземистых) типов базальтов.

Таким образом, в формировании вулканических серий Китового хребта можно выявить два этапа эволюции магматических очагов: начальный (раннемеловой), когда изливались железистые толеиты, и конечный (позднемеловой—эоценовый), характеризующийся внедрением щелочных базальтов. Их возникновение связано с длительностью эволюции и со спецификой флюидно-газового режима, а также с увеличением мощности земной коры. Кристаллизационной дифференциацией и ликвацией магм можно объяснить разнообразие пород в развитии магматизма Китового хребта.

Проведенный анализ вулкаников Китового хребта показывает, что эта структура обнаруживает петрохимическую и геохимическую неоднородность и вдоль его простирания, и по вертикальному разрезу. В целом наблюдается отчетливое повышение лейкократовости (обогащение щелочами и кремнием) магм по мере приближения от океанического ложа к Африканскому континенту, что может указывать на связь структур Китового хребта и континента. Не исключено, однако, что это обусловлено постепенным омоложением вулканических явлений при приближении к континенту. Для подтверждения этого необходимо определение возраста пород.

АБСТРАКТ

Study of all available petrochemical and geochemical data enabled to distinguish within the Walvis ridge two volcanic sequences of different age: basalt-ferrobasaltic and alcalic. The first is exposed in the lower part of the ridge basement and is connected with the early stage of the oceanic trapps formation in the conditions of strong crustal stretching, tholeiitic magma is characterised by minimal differentiation. Upper alcalic sequence was formed when crustal stretching was much less and magma differentiation was maximal due to the fluid pressure growth. Crystallizational differentiation and liquation of magmas provided the variety of rocks in the history of the Walvis ridge magmatism. Described petrochemical peculiarities of acoustic basement rocks of the Walvis ridge are evidences of its geologic history and role of different tectonic processes in the region.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Захаров М.В.* Геофизическая характеристика и внутреннее строение района Китового хребта (Юго-Восточная Атлантика) // Геотектоника. 1981. № 5. С. 96–104.
2. *Humphris S.E., Thompson G.* Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: Implications for its origin and evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 66. P. 223–242.
3. *Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Батырмурзаев А.С.* Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 900–904.
4. *Силантьев С.А., Чернышева В.И., Колесов Г.М.* Два типа базальтоидов хребта Брокен (Индийский океан) // Там же. Т. 272, № 3. С. 687–690.
5. *Campsie J., Neumann E.R., Johnson L.* Dredged volcanic rocks from the southern oceans: the Eltanin collection // N.Z. J. Geol. and Geophys. 1983. Vol. 26, N 1. P. 31–45.
6. *Fodor R.V., Husler J.W., Naresh Kumar.* Petrology of volcanic rocks from an aseismic rise: Implications for the origin of the Rio Grande Rise south Atlantic Ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35. P. 225–233.
7. *Hekinian R.* Volcanics from the Walvis Ridge // Nature. Phys. Sci. 1972. Vol. 239, N 9. P. 91–93.
8. *Удинцев Г.Б., Непрочнов Ю.П.* 20-й рейс нис "Академик Курчатов" // Океанология. 1975. Т. 15. С. 931–933.
9. *Fodor R.V., Keil K., Husler J.W., McKee E.H.* Petrology and K-Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis seamount province, DSDP site 359. Leg. 39 // Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. 1977. Vol. 39. P. 525–536.
10. *Moore T.C., Rabinowitz P.D., Boersma A.* et al. The Walvis Ridge transect Deep Sea Drilling Project Leg 74: The geologic evolution of an oceanic plateau in the South Atlantic Ocean // Bull. Geol. Soc. Amer. 1983. Vol. 94, N 7. P. 907–925.
11. *Маракушев А.А.* К проблеме генезиса вулканических серий горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 5. С. 3–19.
12. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Dickey J.S.* Basalts and Related Rocks from deep sea drilling sites in the Central and Eastern Indian Ocean // Mar. Geol. 1978. Vol. 26. P. 119–138.

СТРОЕНИЕ ДНА ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ И МЕСТО В НЕЙ КИТОВОГО ХРЕБТА

Впадина Южной Атлантики обособлена от Приантарктической Атлантики поднятиями рифтогенальных систем Африкано-Антарктического и Американско-Антарктического хребтов, смыкающихся со Срединно-Атлантическим хребтом в районе о-ва Буве. От Северной Атлантики эта впадина обособлена общим сужением океана в приэкваториальной зоне и системой приэкваториальных поднятий дна: выступом Гвинейского плато на континентальном склоне Африки, возвышенностью Сьерра-Леоне, подводными плато Срединно-Атлантического хребта на отрезке между зонами поперечных разломов Романш на юге и Вима на севере, возвышенностью Сеара и выступами континентального склона Южной Америки — хребтами Паранаиба и Белем и огромным конусом выноса Амазонки.

Срединно-Атлантический рифтогенальный хребет делит впадину Южной Атлантики на восточную и западную котловины, которые в свою очередь делятся на несколько котловин. Восточная котловина делится на Гвинейскую, Ангольскую и Капскую Гвинейским поднятием, протягивающимся из вершины Гвинейского залива в направлении к островам Вознесения, Святой Елены, и Китовым хребтом, тянущимся от мыса Фрио в направлении к островам Тристан-да-Кунья и Гоф. Западная котловина делится на Бразильскую и Аргентинскую котловины выступом плато Сантос и Сан-Паулу на континентальном склоне Южной Америки и прилегающей к ним возвышенностью Риу-Гранди.

Континентальная окраина Западной Африки имеет изломанные, угловатые очертания; в Гвинейском заливе она образует резкий изгиб почти под прямым углом. Такие ее очертания связаны с тем, что фундамент древней Африканской платформы в зоне перехода к ложу Атлантического океана раздроблен системой разломов. Зона перехода в целом представляет собой флексуру, существенно осложненную сбросами. Очертания береговой линии, края шельфа и континентального склона отражают роль разломов в блоковой структуре фундамента [1].

Западная часть котловины Агульяс в Южной Атлантике формально должна быть отделена от восточной половины котловины Агульяс в западном секторе Индийского океана по меридиану 20° в.д., являющемуся принятой границей между Индийским и Атлантическим океанами. Однако морфологическим рубежом между этими котловинами скорее всего может быть плато Агульяс — погруженный континентальный блок, микроконтинент, который следует рассматривать как южное продолжение континента Африки.

Ложе западной части котловины Агульяс лежит на глубине 5100—5500 м и обладает весьма сложным рельефом. Это сочетание многочисленных гряд высотой 200—300 м, ориентированных в направлении северо-восток—юго-запад, занимающих основное пространство котловин, и двух достаточно массивных и высоких хребтов в ее западной части: Шона и Метеор. Хребет Шона — приразломное поднятие, связанное с поперечным разломом Южно-Атлантического хребта. Он узок и высок, глубины над ним менее 1000—2000 м. К нему тяготеют горы Дэвис, Альфред Мерц (1585 м), Зулу, Кхоз (728 м), хотя они, вероятно, связаны с другими разломами. Перпендикулярно к этой цепочке гор направлен хребет Метеор, ориентированный в направлении северо-запад — юго-восток. Над его выровненными вершинными поверхностями глубины менее 3000 м, а отдельные пики в южной части поднимаются до глубин 560, 588, 616 м. Этот хребет, вероятно, связан с зоной краевых дислокаций восточного фланга Южно-Атлантического хребта и подобен симметрично расположенному хребту Ислас-Оркадас на краю западного фланга этого хребта.

Мощность осадочного чехла в котловине Агульяс большей частью не превышает 300–400 м, но подвержена существенным колебаниям. На горных грядках и на одиночных горах склоны обнажены, а в желобах мощность осадков возрастает до 600–700 м.

В Капской котловине переходная зона Юго-Западной Африки сложена раздробленными структурами Южно-Африканской глыбы докембрийского фундамента. Относительно широкий шельф тянется от самой южной оконечности континента — мыса Игольного — на юг, образуя банку Агульяс. Глубины шельфа здесь менее 200 м, ширина отдели до 120 миль. Глубокий грабен-желоб с глубинами до 4500 м, являющийся южным продолжением подводного желоба Натал восточной окраины Южной Африки, отделяет от южной подводной окраины Африканского континента крупный краевой блок — плато Агульяс. Вершинная поверхность этого плато лежит на глубинах менее 3000 м и, будучи хорошо выровненной в южной части, оказывается сложно расчлененной в северной. Сложный рельеф северной части плато Агульяс отражает результат проявившейся там вулканической активности, широкое развитие базальтового покрова, тогда как в южной части обнажается поверхность абрадированных кварц-полевошпатовых гнейсов метаморфического фундамента докембрийского и раннепалеозойского возраста, аналогичного фундаменту Южной Африки. Мощность земной коры под плато Агульяс более 20 км; по составу основных слоев кора аналогична коре Южной Африки, тогда как в грабене, отделяющем плато от банки Агульяс, мощность коры уменьшается до 4–5 км в основном за счет сокращения мощности слоя со скоростями до 6,86 км/с [2–4].

Вдоль западной окраины Южно-Африканской глыбы фундамент испытывает флексуобразное погружение, осложненное разломами, дробящими его на ряд блоков. Абрадированная поверхность континентального массива, сложенного метаморфическими породами с возрастом от докембрия до пермо-карбона, погружена на глубины до 5 км. Местами она перекрывается основными и кислыми щелочными базальтовыми лавами юры и нижнего мела. Аккумулятивная терраса шельфа шириной 30–100 миль сложена несогласно залегающими на фундаменте сапропелевыми сланцами и содержащими кварцевый песок турбидитными сланцами верхнего мела общей мощностью около 1000 м, а после перерыва в осадконакоплении и периода эрозии в палеоцене — пелагическими осадками от нижнего эоцена до современных мощностью 200–800 м (скважины 360 и 361 глубоководного бурения и промышленная скважина СОЕКОР) [5].

В пределах континентального склона Юго-Западной Африки идентифицированы так называемые мезозойские линейные аномалии магнитного поля с порядковыми индексами от M0 до M11. Вероятно, они отвечают дайковым комплексам вдоль разломов, дробящих погружающийся континентальный фундамент, прослеженный с помощью МОВ ОГТ до глубин океана около 4000 м. Верхнеюрские–нижнемеловые базальтовые покровы фундамента переходной зоны сопоставимы с нижнеюрскими развитыми на суше трапповыми базальтовыми покровами Каоковельд и Стромберг (базальты Карру). И те и другие могут рассматриваться как синрифтные траппы, отвечающие начальному этапу образования океанической впадины, ее мелководной лагунной стадии развития.

Обширный выступ континентального склона между Кейптауном и Людерицем образован конусом выноса р. Оранжевой. Поверхность конуса прорезана подводным каньоном и осложнена вытянутым вдоль подножия верхнего уступа склона аккумулятивным хребтом Каалфонте. Формирование этого хребта связано с придонным контурным течением.

Ложе Капской котловины лежит на глубинах преимущественно более 5000 м. Прилегающие к подножию континентального склона части ее перекрыты аккумулятивными абиссальными Капской и Намибийской равнинами, поверхность которых лежит на глубине 5100–5200 м. Мощность осадочных толщ под этими равнинами достигает 500–600 м. Еще больше она под аккумулятивным шлейфом континентального подножия —

до 3000 м. Однако к западу от абиссальных равнин осадочный покров утоняется до 100–200 м и рельеф дна отражает сложное раздробление фундамента. Высота блоковых гряд и глубина желобов обычно не более 200–300 м, но на этом фоне выделяется несколько подводных гор. В северном углу котловины это горы Юинга (789 м), Вимы (37 м) и Манагуа (219 м), а в западной, близ фланга Южно-Атлантического хребта, крупный блоковый массив Дискавери (411 м), перекрытый лавами миоцена, и конические вулканические горы плиоценового возраста — о-в Гоф, подводные горы Адмирал Ценкер (1553 м), ЮАР (260 м) и Мак-Ниш (150 м), тяготеющие к тому рою подводных гор-вулканов, центр которого лежит на восточном склоне Южно-Атлантического хребта в районе между островами Тристан-да-Кунья и Гоф, т.е. на продолжении оси Китового хребта. Примечательно, что лавы этих островов щелочного состава и содержат обломки гранитов и гнейсов, имеют аномальное соотношение изотопов свинца и стронция — признак контаминации их кристаллическими породами древнего фундамента, переработанного в процессе рифтогенеза [6].

Китовый хребет является крупнейшим горным сооружением восточной половины Южной Атлантики. Этот глыбовый в своей восточной части, глыбово-вулканический в средней и вулканический в западной части горный массив протягивается в северо-восток—юго-западном направлении от мыса Фрио до восточного фланга Южно-Атлантического хребта [7, 8]. Его протяженность около 1500 миль. Изломанные контуры хребта подчеркивают его горстовое блоковое строение. Блоки ограничены разломами и имеют различные простирания и наклоны. Вершинная поверхность блоков выровнена абразией (в периоды более высокого стояния хребта). Северная часть хребта образует сплошной массив, раздваивающийся на 30° ю.ш. Примерно с 32° ю.ш. начинается группа раздробленных, но все еще блоковых массивов хребта, причем часть из них имеет необычные для хребта в целом простирания северо-запад—юго-восток. Еще дальше к юго-западу, примерно на 2° з.д., эти блоковые массивы сменяются роем обособленных конических гор-вулканов, которые можно считать окончанием Китового хребта. Именно здесь, на фланге срединно-океанического хребта, находится большой рой подводных гор, среди которых острова Гоф и Тристан-да-Кунья.

Блоки в теле Китового хребта располагаются кулисообразно. Разломы, ограничивающие их, ориентированы на северо-восток, юго-запад и субширотны. Разломы в самой южной части хребта ориентированы в юго-восточном направлении. Глубины над плоской вершинной поверхностью хребта 1400–2800 м, но отдельные плосковершинные пики поднимаются до меньших глубин, например над банкой Вальдивия глубина 231 м, над восточной ветвью раздвоенной части хребта — 964 м, над массивами южной части хребта — 1529, 1419 и 1225 м, над горой Вюст — 887 м. Осадочный чехол на хребте лежит пятнами: он почти полностью отсутствует на крутых склонах, и его мощность очень велика в понижениях фундамента хребта между отдельными блоками [9]. Например, в грабене, отделяющем хребет Фрио от основного массива континента, мощность осадочного заполнения около 10 км [10, 11]. В остальных частях хребта, уже на удалении от континента, мощность заполнения карманов фундамента до 2000 м. На вершинах с глубинами менее 1600 м обычно покров осадков, промываемых течениями, менее 300–400 м, а если глубины вершин больше, то там обычны мощности до 500 м.

Акустический фундамент южной части хребта гладкий, сходный с акустическим фундаментом соседней с ним Ангольской котловины. Как показало бурение, его слагает толща базальтов, переслаивающихся с осадками. Эти базальты по составу зачастую щелочные, не сходны с толеитовыми базальтами осевой зоны Южно-Атлантического хребта и напоминают базальты Восточно-Индийского хребта [12, 13]. Базальты и трахитовые туфы северной и южной частей хребта сходны с лавами островов Гоф и Тристан-да-Кунья и вместе с ними сходны с экструзиями Намибии [6]. Результаты глубинного сейсмического зондирования охватывают лишь верхнюю часть коры Китового хребта и интерпретируются не очень определенно [14, 15]. Полная мощность коры под хребтом, определяемая по сейсмическим и гравиметрическим данным, 12–25 км

[16]. Для восточной части хребта методом МОВ ОГТ установлен континентальный тип глубинной структуры фундамента и наклонное падение слоев вулканогенно-осадочной толщи фундамента в сторону океана [17], столь характерное для многих переходных зон атлантического типа [18].

Китовый хребет изостатически уравновешен [19], но у его подножия нет прогиба поверхности фундамента, что позволяет предположить региональные погружения. Китовый хребет асейсмичен. Его магнитное поле мозаично и знакопеременно, резко несогласно накладывается на системы линейных магнитных аномалий срединного хребта и континентальной окраины и прерывает их.

Геологическую историю Китового хребта можно представить по результатам скважин глубоководного бурения 362, 363, 530–532 в восточной части его, скважин 525–529 по профилю, проходящему через среднюю часть хребта, и скв. 359 на одной из гор в западной его части [6]. Формированию хребта как поднятия, по-видимому, предшествовала первая фаза рифтогенеза: на месте будущей впадины Южной Атлантики и на окраине обрамляющих ее сейчас континентов произошли излияния покровных базальтов в поздней юре—начале мела и дробление древнего континентального массива разломами. Во вторую фазу рифтогенеза, следовавшую в период до конца альба, дробление континентальных блоков усилилось, но они все сохранили высокое положение, и когда наступила следующая фаза, излияния покровных базальтов и вулканизм от маастрихта до палеоцена происходили в субазральных и мелководных условиях. В это время начались опускания в области современной Ангольской котловины. Там создались обширные мелководные лагунные моря с температурой воды около $+23^{\circ}\text{C}$, в которых накапливались эвапориты апта—альба, а затем черные сапропелевые сланцы альба—турона. Китовый хребет в это время играл роль края шельфа, лежавшего южнее Ангольской котловины. Можно предполагать, что невысокое еще поднятие, разделявшее в то время Ангольскую и Капскую котловины, было шире современного Китового хребта.

В ходе продолжавшегося регионального погружения Китовый хребет отставал от ложа Ангольской и Капской котловин, и можно предполагать, что в палеоцене на его северно-западном склоне развивались оползни и суспензионные потоки, тогда как гребень хребта в палеоцене и эоцене, а частью и в олигоцене был все еще сушей или мелководьем, выравнившимся абразией. Только в позднем миоцене через барьер Китового хребта в Ангольскую котловину хлынули холодные воды Антарктики [13]. Тектоническая природа Китового хребта, как и ряда других асейсмичных глыбовых хребтов океана, недостаточно понятна.

Альтернативные гипотезам, основанным на концепции шлейт-тектоники [10, 12, 20], Китовый хребет можно представить как фрагмент древней континентальной платформы, частично переработанной в процессе океанизации по периферии рифтогенального пояса Южно-Атлантического хребта. Его можно рассматривать как останец оседания, приведшего в области Ангольской и Капской котловин к завершенной океанизации [21]. Пространственное положение и простираие Китового хребта логично связывать с юго-западным продолжением одного из крупнейших линеаментов Африки, который отмечен на континенте так называемой Великой отрицательной аномалией Буге и интерпретируется как зона утонения континентальной литосферы. Обычная для Африки толщина литосферы 100 км, а в зоне этой аномалии 55–36 км и менее. Этой зоне утонения литосферы сопутствуют многочисленные разломы и структуры растяжения. Ось ее протягивается от Баб-эль-Мандебского пролива через зону Восточно-Африканских рифтов и выходит на побережье Атлантического океана в районе мыса Фрио [22]. К этой зоне в Анголе и Намибии приурочены байкалиды пояса Дамара, с ней связаны тектоническая активность и магматизм [23]. Продолжение аномалии в океан совпадет с Китовым хребтом [24, 25] если предположить, что литосферный массив Африки, хотя бы и переработанный океанизацией, протягивается под океан. Тогда и в океане этот линеамент будет проявлять себя как пояс, вдоль которого наиболее вероятны дислокации и вулканическая активность с базальтовыми лавами щелочного сос-

тава, особенно в обстановке океанизации по периферии мантийного диапира, обусловившего рифтогенез в области Южно-Атлантического хребта. Там переработка коры в ходе рифтогенального процесса наиболее интенсивна. Поэтому Китовый хребет как блоковая структура заканчивается при подходе к флангу рифтогенального хребта, а проявления вулканизма на нем при этом усиливаются.

Глыбовые блоки северо-западного и юго-восточного простираний в южной части хребта можно рассматривать при этом как структуры зоны краевых дислокаций, обычные для периферии срединно-океанических хребтов. На западной стороне Южно-Атлантического хребта симметрично этим структурам лежит меридионально ориентированное поднятие 30° з.д., обычно связываемое с возвышенностью Риу-Гранди. Глыбовые дислокации в зоне Китового хребта происходили, видимо, в условиях сжатия, распространявшегося со стороны расширяющегося свода Южно-Атлантического хребта на границе двух блоков фундамента ложа Ангольской и Капской котловин, погружающихся с несколько различными скоростями. Фундамент Капской котловины до сих пор сохраняет более высокое положение и лежит примерно на 500 м выше, чем фундамент Ангольской котловины. По своей морфологии и по ориентировке под углом около 45° к оси срединно-океанического хребта Китовый хребет вызывает ассоциации с такими асейсмичными блоковыми хребтами других частей Мирового океана, как Восточно-Индийский, Мальдивский и Наска.

К северу от мыса Фрио и до вершины Гвинейского залива западная окраина Центрально-Африканской докембрийской глыбы испытывает флексуорообразное погружение в сторону ложа Ангольской котловины с образованием серии периокеанических прогибов, осложненных разломами. Некоторые из этих прогибов полностью выполнены осадочным материалом и располагаются в пределах береговых равнин суши; таковы осадочные бассейны Габона, нижнего Конго и Кванзы. Другие прогибы лежат уже в пределах шельфа и континентального склона. Шельф на всем протяжении побережья до дельты Нигера имеет небольшую ширину (10–20 миль), но расширяется до 30 миль близ устьев рек Конго и Нигера. Фундамент переходной зоны образует два-три пологих прогиба, разделенных поднятиями. Восточное из этих поднятий ограничивает прогиб, располагающийся под шельфом, западное — обрамляет ступени континентального склона плато Луанда, лежащего на глубинах 1700–2500 м и имеющего ширину около 100 миль. Со стороны океана склон этого поднятия представляет собой невысокий, но крутой уступ интрузивного поднятия Агостиньо Нето [11]. К западу от него нижняя часть континентального склона — континентальное подножие — полого спускается к ложу Ангольской котловины. Поверхность фундамента от побережья до внешнего края плато Луанда представлена погруженными толщами докембрийских метаморфических пород байкалитид, покрываемыми их так называемыми подсолевыми аркозовыми песчаниками, кислыми эффузивами и базальтовыми покровами, аналогичными, по-видимому, верхнеюрским базальтам Хаохана и Каоковельд [5]. К западу от плато Луанда акустический фундамент представлен покровами базальтов предположительно позднемелового возраста.

Осадочный клин переходной зоны, образующий аккумулятивную террасу шельфа и заполняющий прогиба фундамента под плато Луанда, по строению сходен со строением осадочных толщ периокеанических прогибов континента — бассейнов Кванзы и Габона. Скважины 364 и 365 глубоководного бурения вскрыли в верхней части разреза этого клина толщу неконсолидированных осадков от современного до позднемелового возраста общей мощностью 580 м, подстилаемых консолидированными отложениями сапропелевых известняков и битуминозных доломитов с высокой внутривещной соленостью. По данным сейсмического зондирования, нижнюю часть осадочного клина составляет соленосная толща апт-альбского возраста, служащая продолжением соленосной толщи береговой равнины бассейнов Кванзы и Габона. Соленосная толща имеет сложную структуру с проявлением интенсивного галокинеза, в результате которого мощность соляного слоя колеблется от 500 м под диапирами до 5000 м в депрессиях кровли фундамента. Многочисленны соляные диапиры, изгибающие и прорывающие

вышележащие слои осадков. Мелководный и притом прибрежный характер осадков верхнего мела (сапропелиты с пыльцой наземных растений, остатки иноцерамов, мелководные фораминиферы) свидетельствует о том, что вплоть до конца позднего мела глубины в пределах современного континентального склона не превышали 500 м, а берег был удален не более чем на 200–250 км. Погружение на современные глубины началось, вероятнее всего, в палеоцене, и амплитуда его достигла 3000 м [6].

На этот осадочный клин переходной зоны вблизи устья р. Конго накладывается мощное аккумулятивное тело — конус выноса р. Конго, образующий выступ в нижней части континентального склона шириной до 100 миль. Поверхность конуса прорезана подводным каньоном Конго, спускающимся вниз по поверхности континентального подножия до глубин 5000 м и продолжающимся еще на некоторое расстояние на абиссальной равнине. Глубина вреза каньона Конго в континентальный склон около 400–1400 м, причем он врезан в толщу пояса диапиров апта—альба. К основанию континентального склона на глубине 2700 м примыкает мощное (более 3000 м) аккумулятивное тело шириной до 350 миль, слагающее континентальное подножие. Его поверхность полого спускается до глубин 5300–5500 м. Продолжение русла каньона Конго по континентальному подножию сопровождается хорошо развитыми прирусловыми валами.

Ложе Ангольской котловины оконтурено изобатой 5000 м. В восточной части котловины значительное пространство занято аккумулятивным континентальным подножием. В средней части лежит плоская абиссальная равнина (на глубинах 5500–5700 м) шириной примерно 250 миль, с мощностью осадков 100–500 м. К западу от нее идет полоса сложного грядового рельефа, отражающего дробление фундамента системой незамаскированных тонким (менее 100 м) осадочным покровом транскеанических разломов широтного направления, в том числе таких, как Мартин-Бас, Хотспур, Святой Елены, выходящих за пределы восточного фланга Южно-Атлантического хребта. На систему этих разломов накладывается ряд вулканических подводных гор (2297, 1527, 2203 и 2853 м и др.), связанных с крупным линеamentом направления северо-восток—юго-запад, который является продолжением Камерунского разлома Африки.

Возраст акустического фундамента Ангольской котловины был установлен бурением лишь в западном углу ее. Скважины 17 и 522 дали соответственно позднеолигоценый и эоценовый возраст. Судя по характеру осадков в низах скважин, мелководные условия существовали на месте этой котловины еще в олигоцене и начале миоцена [6]. Обращают на себя внимание выровненность и расслоенность акустического фундамента, позволяющие предположить покровный характер базальтовых полей [26].

Невысокое, но довольно широкое сводовое Гвинейское поднятие разделяет Ангольскую и Гвинейскую котловины. Морфология этого поднятия очень сложна и определяется продолжением вдоль него транскеанических разломов Пернамбуко, Вознесения, Фернандо-По и других, еще не имеющих названия. Осадочный покров имеет ничтожную мощность или отсутствует, поэтому расчлененность рельефа, соответствующая раздробленности фундамента, значительная. Отдельные вулканические пики поднимаются до глубин 1339, 1860, 2290, 1350 и 545 м, а глубины в желобах достигают 5130, 5914, 4935 и 4960 м. Однако средний уровень свода — это глубины до 4500 м.

Структура фундамента континентальной окраины древней Африканской платформы в углу Гвинейского залива существенно осложнена тем, что здесь происходит наложение периокеанических прогибов на погружения вдоль серии разломов, служащих восточным продолжением приэкваториальных разломов Срединно-Атлантического хребта (разломы Чейн, Романш, Первого градуса ю.ш., Сан-Паулу) и южным продолжением гигантской мегазоны разломов Африканского континента, пересекающих его от восточной части Средиземного моря из вершины Суэцкого залива до вершины Гвинейского залива [27]. В эту мегазону разломов, недавно изученную при анализе космических снимков, входят разломы, получившие название "системы Пелусий" [24, 25]. В широкую (до 400 миль) полосу зоны входят разломы от Таусор—Каттар по северо-западному краю до Камерунского на юго-восточном краю, а также прогибы (грабены) бассейнов Вольты, Бенуэ и нижнего Конго. Фундамент в Нигерийском бассейне погру-

жен на глубину 11 км, и прогиб полностью заполнен мощной осадочной толщей с возрастом от альба.

Шельф вдоль восточного берега Гвинейского залива, обращенного к Ангольской котловине, сохраняет небольшую ширину. Континентальный склон образует два выступа: южный (связан с выходом в океан Камерунского разлома и сопряженных с ним вулканических построек островов Фернандо-По, Принсипи, Сан-Томе и Аннобон) и северный (связан с дельтой и конусом выноса Нигера). Поверхность склона между ними прорезает подводный каньон Габон, русло которого спускается на глубину до 5000 м к абиссальной равнине Гвинейской котловины.

Вдоль северного берега Гвинейского залива, обращенного к Гвинейской котловине, прогиб раздробленного фундамента Африканской платформы образует на суше узкий бассейн Кот-Дивуар. Глубина прогиба фундамента здесь до 6 км. Узкий шельф Кот-Дивуара ограничен к югу восточным продолжением зоны разлома Сан-Паулу, а несколько более широкий шельф Ганы — продолжением зоны разлома Романш. Мощность осадочной толщи в подводной части бассейна Кот-Дивуар, сложенной меловыми и кайнозойскими осадками, достигает 5 км [11]. В низах этой толщи предполагается продолжение палеозойского осадочного чехла, вскрытого промышленным бурением на шельфе Ганы на глубине около 2700 м. Крутой уступ нижней части континентального склона опускается к глубинам 4500–5000 м ложа Гвинейской котловины. К югу от Абиджана поверхность склона прорезана подводным каньоном Трауасанс и у подножия выдвинут конус выноса, оконтуриваемый изобатой 5 000 м.

Ложе Гвинейской котловины оконтурено изобатой 5000 м. Восточная часть ее занята аккумулятивной абиссальной равниной с глубинами 5134–5144 м. Мощность осадочной толщи этой равнины до 1000–2000 м. В западной же части котловины мощность осадочного покрова резко сокращается и в рельефе дна отражены приразломные хребты и желоба восточных продолжений трансокеанических разломов Шарко, Бенуа, Чейн, Романш. Восточные части экваториальных разломов Атлантики (Романш, Первого градуса ю.ш. и Сан-Паулу) своими приразломными хребтами отделяют Гвинейскую котловину от лежащей севернее котловины Сьерра-Леоне [28, 29].

АБСТРАКТ

The analysis of South Atlantic floor morphology is carried out basing on the new bathymetric chart 1:10 mln scale in comparison with the results of geophysical research and deep-sea drilling. Conclusions are drawn about the connection of the block-volcanic structure of the Walvis Ridge with the lineament of the Damara belt and "The Great Negative Bouguer Anomaly" in Western Africa. The structure of the Ridge is viewed as a remnant of continental margin subsidence in the process of oceanization, complicated by manifestations of volcanism and dislocations under the conditions of plate contraction, spreading from the extending arch of the Mid-Atlantic Ridge.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
2. Tucholke B.E., Carpenter G.B. Sediment distribution and Cenozoic sedimentation patterns on the Agulhas Plateau // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 9. P. 1337–1346.
3. Allen R.B., Tucholke B.E. Petrography and implication of continental rocks from the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // Geology. 1981. Vol. 9, N 19. P. 463–468.
4. Tucholke B.E., Houtz R.E., Barrett D.M. Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B5. P. 3791–3806.
5. Austin J.A., Uchupi E. Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa // AAPG Bull. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1328–1347.
6. Рудич Е.М. Движущиеся материк и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
7. Удинцев Г.Б., Литвин В.М., Марова Н.А. и др. Морфоструктура юго-западной части Китового хребта // Океанология. 1976. Т. 16, вып. 2. С. 266–272.

8. *Dingle R.V., Simpson E.S.W.* The Walvis Ridge: a review // *Geodynamics: progress and prospects* / Ed. C.L. Drake. US Gov. print. off. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1976. P. 93–102.
9. *Захаров М.В.* Структурно-тектоническая неоднородность Китового хребта по данным непрерывного сейсмического профилирования // *Океанология*. 1981. Т. 21, вып. 3. С. 489–493.
10. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 75. 886 p.
11. *Строение и нефтегазоносность окраин континентов*. М.: Недра, 1981. 250 с.
12. *Moore D.* et al. The Walvis Ridge transect, Deep Sea Drilling Project Leg. 74: The geologic evolution of an oceanic plateau in the South Atlantic Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94, N 7, p. 907–925.
13. *Hay W.W.* et al. Sedimentation and accumulation of organic carbon in the Angola basin and on Walvis Ridge: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg. 75 // *Ibid.* 1982. Vol. 93, N 10. P. 1038–1050.
14. *Goslin J., Sibuet J.C.* Geophysical study of the easternmost Walvis Ridge // *Ibid.* 1975. Vol. 86, N 12, P. 1713–1724.
15. *Удинцев Г.Б., Ельников И.Н., Лунарский Г.Н., Красильщикова Г.А.* Сейсмические наблюдения методом преломленных волн на хребте Китовый // *Океанология*. 1976. Т. 16, вып. 3. С. 468–472.
16. *Chave A.D.* Lithospheric structure of the Walvis Ridge from Rayleigh wave dispersion // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B12. P. 6840–6849.
17. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 74. 1233 p.
18. *Hinz K.* A hypothesis on terrestrial catastrophes, wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margin // *Geol. Jb. R. E.* 1981. H. 22. S. 3–28.
19. *Kogan M.G.* Gravity anomalies and origin of the Walvis Ridge // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84, N B11. P. 6019–6025.
20. *Van der Linden W.J.M.* Walvis Ridge, a piece of Africa? // *Geology*. 1980. Vol. 8, N 1. P. 417–421.
21. *Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордин В.М.* Структурная неоднородность дна океана и проблема границы океан–континент // *Геотектоника*. 1980. № 2. С. 13–26.
22. *Brown C., Girdler R.W.* Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of the continents // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85, N B11. P. 6443–6455.
23. *McWilliams M.O., Kroner R.* Paleomagmatism and tectonic evolution of the Pan-African Damara belt, Southern Africa // *Ibid.* 1981. Vol. 86, N B6. P. 5147–5162.
24. *Neev D., Hall J.K.* The Pelusium megashear system across Africa and associated lineament swarm // *Ibid.* 1982. Vol. 87, N B2. P. 1015–1030.
25. *Neev D., Hall J.K.* A global system of spiraling Geosutures // *Ibid.* Vol. 83, N B13. P. 10689–10708.
26. *Musgrove L.A., Austin J.A.* Intrabasement structure in the Southern Angola Basin // *Geology*. 1983. Vol. 11, N 3. P. 169–175.
27. *Haggerty S.E.* Kimberlites in western Liberia: An overview of the geological setting in a plate tectonic framework // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87, N B13. P. 10811–10826.
28. *Emery K.O., Uchupi E., Bowin C.O.* et al. Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa) // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1975. Vol. 59, N 1. P. 3–59.
29. *Emery K.O., Uchupi E., Phillips J.* et al. Continental Margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone // *Ibid.* N 12. P. 2209–2265.

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

УДК 551.462 (261)

Н.Н. Турко

РЕЛЬЕФ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА

Западно-Австралийский хребет (или Брокен) находится в восточной части Индийского океана, континентальное обрамление которой образуют горные сооружения Зондской островной дуги на северо-востоке, Австралия на востоке и Антарктида на юге. К западу от Западно-Австралийского хребта, смыкаясь с ним своим южным окончанием, тянется субмеридиональный Восточно-Индийский хребет. К северу от Западно-Австралийского хребта расположена Западно-Австралийская котловина (или котловина Уортон), ограниченная на севере Кокосовым валом. Подводные плато Эксмут и Натуралиста, массивы Кювье и Зенит, примыкающие к подводной окраине Австралийского континента, разграничивают полузамкнутые котловины: Северо-Австралийскую, Кювье и Натуралиста (или Пертскую). К югу от Западно-Австралийского хребта и материка Австралии лежит котловина Амстердам, переходящая на востоке в Южно-Австралийскую котловину. С юга эти котловины ограничены Австрало-Антарктическим поднятием, которое является звеном срединно-океанического хребта и отделено на западе от следующего звена — Центрально-Индийского хребта — плато Амстердам с островами Амстердам и Сен-Поль.

Ранние сведения о морфологии хребта были получены в период Международной Индоокеанской экспедиции в рейсах "Диамантины", "Вимы", "Конрада", "Арго", "Далримпла" и "Витязя", в 36-м рейсе которого впервые были выполнены полигонные исследования хребта [1]. Данные этих экспедиций послужили основой первых карт и описаний хребта [2–6]. Однако первая систематическая съемка хребта в целом была выполнена в рейсе "Георгия Максимова" в 1979 г. [7] и дополнена в рейсе "Дмитрия Лаптева" в 1980 г. Полигонные исследования "Дмитрия Менделеева" в 1980 г. и "Академика Мстислава Келдыша" в 1982 г. охватывали лишь небольшой участок хребта [8]. Из собранных к настоящему времени данных наибольшую информацию дают материалы "Георгия Максимова", по которым в основном Г.В. Агаповой, Н.Л. Зенкевичем, В.К. Илларионовым и Н.Н. Турко была составлена батиметрическая карта (рисунок).

Западно-Австралийский хребет имеет субширотное простирание. Длина его около 850 миль, ширина до 380 миль. Профиль хребта резко асимметричный: южный склон крутой (30–40°); северный — пологий (около 1°), хотя у подножия его местами наблюдается невысокий, но крутой уступ. На фоне этих общих закономерностей отмечаются значительные различия в морфологии вершинной поверхности и склонов по простиранию хребта.

На западе (между 88,5 и 90° в.д.) вершинная поверхность хребта со средней глубиной 1400–1600 м (минимальная глубина 1320 м) представляет собой пологий свод длиной

Батиметрическая карта Западно-Австралийского хребта (составлена Г.В. Агаповой, Н.Л. Зенкевичем, В.К. Илларионовым, Н.Н. Турко)

Утолщенными линиями показаны профили, приведенные на рис. 1 в статье А.В. Калинина и др. в наст. сб.

около 300 миль, вытянутый в северо-западном направлении. Пологая седловина с глубинами до 2400 м отделяет этот участок от южного блока Восточно-Индийского хребта, очень близкого по морфологии. Переход от вершинной поверхности к северному и южному склонам очень резкий и выражен крутым уступом.

Далее к востоку (между 90 и $91,5^\circ$ в.д.) пологоволнистая вершинная поверхность лежит уже на больших глубинах (1600–2000 м, минимальная — 1520 м) и расчленена ложбинами и ступенями. В плане этот участок вершинной поверхности также несколько вытянут в направлении с северо-запада на юго-восток, длина его около 350 миль. Общий уклон поверхности на северо-восток, так что минимальные глубины наблюдаются ближе к бровке южного склона. Переход к северному склону также выражен уступом, крутизна которого около 5° . От следующего участка вершинной поверхности описанный участок отделен седловиной с глубинами более 2500 м.

На участке между $91,5$ и $93,5^\circ$ в.д. вершинная поверхность хребта резко сужается (до 8–10 миль) и имеет субширотное простирание. Средняя глубина ее 1400–1600 м, поверхность выровненная, плоская или пологовыпуклая. Бровка северного склона выражена нечетко, а южный край поверхности ограничен уступом крутизной до 20° .

Простирание вершинной поверхности на следующем к востоку участке (до 96° в.д.) меняется на северо-западное, а ширина несколько увеличивается (до 15 миль). Средняя глубина ее около 1300 м. Минимальные глубины (563, 640, 720 и 960 м) отмечены на плоской поверхности и на отдельных пиках, являющихся характерной чертой этого участка.

Между 96 и 99° в.д. вершинная поверхность (длиной около 140 миль, шириной до 15–20 миль) имеет субширотное простирание. Минимальные глубины (900, 1053 и 1170 м) обнаружены на гребне шириной 5–7 миль, который тянется вдоль южного края вершинной поверхности. Южный склон гребня является склоном хребта.

Восточная оконечность хребта (от 99° в.д.) наименее изучена. Средние глубины вершинной поверхности здесь больше (2200–2300 м), ширина ее достигает 25–30 миль. Небольшие гребни на вершинной поверхности вытянуты с юго-востока на северо-запад при общем субширотном простирании поверхности.

Северный склон хребта, переходящий в дно Западно-Австралийской котловины (котловина Уортон), лежащее на глубинах 4500–5000 м, изучен на меньшем числе разрезов, так как некоторые профили заканчивались в его верхней части. Как правило, склон представляет собой пологонаклонную или ступенчатую поверхность. В западной части поверхность ступени шириной до 100 миль лежит на глубине около 3950 м и отделена как от вершинной поверхности, так и от дна котловины уступами или серией уступов общей высотой 500–1000 м и крутизной $3-4^\circ$.

Далее к востоку ($92-93^\circ$ в.д.) на профилях прослеживаются две ступени: верхняя (шириной 35–50 миль) — на глубинах 2800–3000 м и нижняя — на глубинах около 4000 м. Верхняя часть склона (крутизной около $30'$) плавно переходит в вершинную поверхность.

Крутизна верхней части склона на следующем участке ($93-96^\circ$ в.д.) увеличивается до 1° , а ступень шириной до 35 миль лежит на глубине 2400–2500 м. Пологое поднятие на краю ступени отделяет нижнюю ступень на глубинах до 3000 м. В нижней части склона на глубинах 3500–3700 м лежит еще одна небольшая ступень. Подножие склона, полого переходящего в дно котловины на глубинах около 5000 м, расчленено небольшими поднятиями высотой 500–700 м.

Далее к востоку широкая ступень на глубинах около 2500 м сохраняется, нижняя часть склона расчленена рядом поднятий относительной высотой 500–800 м. Седловина с глубинами до 2900 м отделяет от собственно хребта массивное поднятие (Golden Draak Knoll по карте ГЕБКО) с минимальной глубиной 1100 м, с пологовыпуклой вершинной поверхностью и сильно расчлененными склонами. Северным ограничением этого поднятия является цепочка узких депрессий с глубинами более 5000 м, отделяющих его от расположенной к северу подводной горы (Batavia Knoll по ГЕБКО) с минимальной глубиной над вершиной 1555 м.

Наиболее сложной является морфология южного склона хребта. На западе, в районе сочленения его с Восточно-Индийским хребтом, он имеет северо-восточное простирание и представляет собой серию ступеней шириной до 20 миль, ограниченных на краях поднятиями. Подножие склона лежит на глубине около 3600 м, общая ширина его около 30 миль.

К востоку от 90° в.д. простирание склона меняется на субширотное, общая ширина уменьшается до 10–15 миль. Склон расчленен рядом гребней и ложбин, которые тянутся на северо-запад, под углом к общему направлению склона. Подножие склона находится на глубине около 4400 м и ограничено плоским дном ложбины, которая расположена у подножия.

Далее к востоку (между 92 и 93,5° в.д.) общее субширотное простирание склона сохраняется, ширина уменьшается до 8–10 миль. Склон представляет собой крутой уступ, верхняя бровка которого находится на глубине 1400–1440 м, а подножие образовано плоским дном ложбины с глубиной 4450 м, отгороженной от плоского дна, лежащего южнее желоба с глубинами свыше 4800 м, гребнем относительной высоты 1000–1300 м.

К востоку от 93,5° в.д. простирание склона снова меняется на северо-западное, ширина несколько увеличивается. Верхняя часть склона непосредственно переходит в гребень на вершинной поверхности хребта, перегиб находится на глубине около 1600 м. Нижняя часть склона расчленена отдельными пиками и гребнями. Подножие находится на глубине 4500–4700 м, соответствующей плоскому дну желоба, который тянется вдоль подножия. Южнее желоба начинается расчлененное дно котловины.

Массивный выступ подножия хребта с глубинами менее 4000 м отделяет описанный участок от следующего к востоку (между 96 и 99° в.д.). Простирание склона снова меняется на субширотное, склон сильно расчленен гребнями и ложбинами, которые тянутся преимущественно параллельно склону. Ширина склона резко меняется, увеличиваясь местами до 25 миль, крутизна отдельных участков доходит до 30°. Подножие склона сильно расчленено и находится на глубинах свыше 5500 м. Максимальная глубина желоба Оби, который тянется у подножия, 5750 м. Южный борт желоба образован субширотным поднятием длиной около 120 миль и рядом более мелких поднятий.

Рельеф южного склона и прилегающей к нему части котловины наиболее сложен и мало изучен в восточной части хребта (к востоку от 99° в.д.), отделенной от предыдущего участка также массивным выступом подножия. Склон имеет общее субширотное простирание, однако в его пределах отмечаются гребни северо-западного простирания, продолжающиеся в пределы вершинной поверхности, отдельные горы, а у подножия — структуры, параллельные склону. Подножие склона ограничено желобом на продолжении широтной зоны разлома Оби и лежит на глубинах более 5000 м. К югу от желоба также находится субширотное поднятие длиной около 120 миль и несколько поводных гор. Сложный рельеф этого района объясняется тем, что, помимо зоны разлома Оби, на этом участке с юго-востока к хребту тянется широкая зона разлома Дيامантина, восточное окончание которой отмечается в Южно-Австралийской котловине.

Описанные различия в морфологии хребта позволяют выделить в его пределах несколько блоков. Границы между ними имеют северо-западное простирание. В пределах вершинной поверхности хребта эти границы выражены уступами, цепочками отдельных поднятий, зонами расчлененного рельефа и представляют собой проявление в рельефе зон разломов. Большая часть разломов не прослеживается на южном склоне хребта, также представляющем собой тектонический уступ. Исключения составляют разломы, ограничивающие центральную часть хребта между 93,5 и 96° в.д. Структуры северо-западного простирания прослеживаются здесь на южном склоне хребта и у его подножия.

В целом взаимоотношение различных структурных планов в рельефе Западно-Австралийского хребта представляет большой интерес. В пределах самого хребта преобладают

структуры северо-западного простирания. Южный склон хребта имеет общее субширотное простирание и образован рядом эшелонированных разломов. Субширотная структура такого масштаба является уникальной для Индийского океана. Подобной по масштабам тектонической структурой можно считать лишь значительно более раздробленное горное сооружение Кокосового вала, имеющего также общее субширотное простирание.

В западной части склона хребта и прилегающей котловины преобладают структуры субширотного простирания. В восточной части они сохраняются в виде отдельных массивных поднятий у подножия склона, а преобладают структуры северо-западного простирания. Такое простирание имеют уступы восточного склона хребта и структуры зоны разлома Дамантина. Последние продолжают в пределы южного склона Западно-Австралийского хребта, для которого на этом участке отмечается значительное поперечное расчленение и образование подводных гор. Структуры субширотного простирания представляются реликтами более древнего структурного плана, на который при последующем тектоническом развитии наложился более молодые структуры северо-западного простирания.

А Б С Т Р А К Т

Basing on the bathymetry data mainly from the h/s "Georgiy Maksimov" cruise, peculiarities of the ridge relief are being considered and a new bathymetric chart is presented. Structural differences of the ridge summit and slopes along its strike are marked, allowing to distinguish six large blocks within the ridge. Their boundaries are fault zones expressed in modern relief. The north-western strike faults prevail on the northern slope of the ridge, and two structural plans are clearly manifested on the southern slope and in the boundary part of the Amsterdam Basin. Relations between structures of sublatitudinal and slanting strike in different sections of the ridge are discussed. The sublatitudinal structures are supposed to be more ancient, they had suffered changes during the following stage of tectonic development.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК, 1975. 151 с.
2. Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift // Phil. Trans. Roy. Soc. 1965. Vol. 258. P. 90-106.
3. Удичев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана. // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 6. С. 993-998.
4. Laughton A.S., Matthews D.H., Fisher R.L. The Structure of the Indian Ocean // The Sea. Wiley-Interscience, 1970. Vol. 4, pt II. P. 543-586.
5. Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 266 с.
6. Затонский Л.К., Турко Н.Н. Геоморфология дна // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 30-53.
7. Удичев Г.Б., Павленкова Н.И. 1-й рейс г/с "Георгий Максимов" по программе Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 4. С. 749-751.
8. Живаго А.В. Геоморфология и геологическая история хребта Брокен (Западно-Австралийского) в восточной части Индийского океана // Геоморфология и тектоника дна океана. М.: Наука, 1985. С. 7-23 (Тр. Ин-та океанол. им. П.П. Ширшова; Т. 121).

А.В. Калинин, Г.Б. Удинцев, Н.Н. Турко,
В.К. Илларионов, В.И. Стручков, Л.А. Ванякин

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ И РЕЛЬЕФ АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

До работ г/с "Георгий Максимов" данные по строению осадочной толщи Западно-Австралийского хребта практически отсутствовали, за исключением одного профиля, полученного в рейсе американской экспедиции на судне "Конрад" (1969 г.), и работ, выполненных на б/с "Гломар Челленджер" при подготовке к бурению скважин 254, 255, 256. На основе этих данных на карте, составленной Юингом с соавторами [1], в пределах Западно-Австралийского хребта были показаны мощности осадков, достигающие максимума (более 800 м) на северном склоне и резко уменьшающиеся (до 300—200 м и менее) у подножия. Работы экспедиции на г/с "Георгий Максимов" позволили значительно уточнить и исправить существовавшую схему.

Непрерывное сейсмическое профилирование методом отраженных волн проводилось с помощью аппаратуры, включавшей установки электроискрового возбуждения сейсмических сигналов мощностью до 30 кДж, одноканальную приемную систему и регистрирующий комплекс "Горизонт", модернизированный в лаборатории сейсмоакустики МГУ. Работы проводились в основном на скорости 7—8 узлов, частота возбуждения 12 с. Глубина погружения источника составляла 4—5 м, что обеспечивало излучение зондирующего импульса, максимум энергии которого сосредоточен в диапазоне частот 50—120 Гц. Инструментальная разрешающая способность 20—25 м. В приемной секции длиной 60 м на базе 48 м располагались 64 пьезоприемника ПДС-21 с треугольным распределением чувствительности. Для обеспечения согласования систем возбуждения и приема упругих колебаний излучающие электроды располагались с шагом 5 м по горизонтали начиная с 30 м от кормы судна, тем самым обеспечивалось равенство баз груширования приемной и излучающей систем. Такое расположение излучателей в значительной степени уменьшало влияние волнения моря.

Основным режимом работы в процессе регистрации была прямая запись на регистратор сейсмопрофилографа "Горизонт" на электрохимическую бумагу плотностным способом (развертка 4 с). Были получены записи отраженных волн высокого качества, позволившие исследовать строение осадочной толщи вплоть до акустического фундамента. Глубина проникновения под дном достигала 1,5 с.

Изучение строения осадочной толщи и акустического фундамента Западно-Австралийского хребта проведено на 10 генеральных разрезах, пересекавших хребет вкрест его простирания. Отметим важнейшие особенности структуры осадочного слоя и рельефа акустического фундамента хребта (рис. 1, см. вкл.).

На дне Западно-Австралийской котловины, в северной части профиля I, маломощный (200—300 м) осадочный чехол выстилает сравнительно ровную поверхность акустического фундамента. Уступ у подножия северного склона связан со сбросом в структуре фундамента. Этот сброс захватывает также всю основную толщу осадочного чехла, и лишь тонкий слой современных осадков, вероятно, покрывает поверхность сбросового уступа. Мощность осадочного чехла удваивается с переходом на северный склон хребта и достигает 400—600 м на нижней ступени склона на глубинах около 4000 м вплоть до подъема на гребень хребта. Фундамент при этом оказывается разбитым системой сбросов, захватывающих и осадочную толщу. Вершинная поверхность хребта характеризуется сложной структурой фундамента, мощность осадков в ее пределах 300—800 м. Дислокации захватывают нижнюю часть осадочной толщи, тогда как верхняя ее часть выравнивает структурные неровности нижележащего осадочного чехла и фундамента. Южный блок Восточно-Индийского хребта с севера также ограничен интенсивными дислокациями фундамента и нижней части осадочного чехла.

Примерно такая же картина наблюдается на профиле II, однако осадочный чехол здесь даже на нижней ступени северного склона хребта оказывается существенно мощнее, разделен на две свиты, а морфология фундамента при этом гораздо проще, чем на профиле I. Примечательны диапировые структуры осадочного чехла. Уступ при переходе к верхней ступени, лежащей на глубинах 2800—3000 м, соответствует сбросу в структуре фундамента, вызвавшему существенную деформацию осадочной толщи. Эта деформация может быть интерпретирована как сбросо-надвиг, так как ближайшая к сбросу часть осадочной толщи смята в пологую складку. Мощность осадочного покрова на склоне хребта достигает 800—1000 м. Гребень хребта отвечает резкому сбросу, охватывающему и толщу фундамента, и осадочный чехол. К югу от гребня фундамент и осадочный чехол разбиты системой сбросов, по которым и происходит общее погружение структуры южного склона хребта. Верхняя часть осадочной толщи в известной мере выравнивает неровности структуры фундамента и нижней части чехла. Интересно, что к югу от желоба, который тянется у подножия склона, уже в пределах котловины Амстердам, двухъярусное строение осадочной толщи и значительная (500—600 м) мощность осадков сохраняются, лишь расчлененность фундамента и чехла несколько уменьшается. Такое строение дна котловины позволяет предположить, что в данном случае оно представляет собой опущенный блок хребта.

На профиле III строение осадочного чехла и фундамента в пределах нижней ступени склона весьма сходно с наблюдавшимся на предыдущем профиле: осадочный чехол имеет мощность порядка 1000 м и разделен на две основные свиты. Четко выражены диапировые структуры. Уступ (несколько более выположенный осадками, чем на профиле II), отделяющий верхнюю ступень склона, связан со сбросом в структуре фундамента и нижней части осадочного чехла. В пределах верхней ступени склона (на глубинах около 3000 м) мощность осадков 800—1000 м, осадочные слои залегают сравнительно спокойно. Местами наблюдаются структуры, подобные диапирам. Пологий подъем фундамента и осадочного чехла обуславливает подъем дна к вершинной поверхности хребта, которая образована поверхностью тонкого (до 100 м) покрова молодых осадков, перекрывающего поверхность срезания моноклинально залегающих нижних слоев осадочного чехла. У южного края вершинной поверхности тонкий слой молодых осадков лежит непосредственно на поверхности акустического фундамента. Южный склон хребта соответствует поверхности сброса, на которой обнаружены породы фундамента. Лежащая у подножия склона гряда представляется сброшенным блоком фундамента с покрывающей его осадочной толщей. Понижения фундамента заполнены осадками, в известной мере выравнивающими их. Амплитуда дислокаций фундамента уменьшается по мере продвижения к югу, но мощность осадочного чехла остается значительной (около 500—600 м).

Профили с IV по VII были короткими и захватывали на северном склоне только верхнюю его ступень, лежащую на глубинах 2300—2500 м.

На профиле IV мощность осадочного чехла на верхней ступени северного склона 800—1000 м. Очень примечательно налегание верхней свиты осадочного чехла на нижнюю в зоне перехода от горизонтальной поверхности ступени к пологому склону гребня хребта. Моноклинально залегающие слои нижней части осадочного чехла на гребне хребта, как и на предыдущем профиле, срезаны, и на них несогласно лежит покров более молодых осадков. Вершинная поверхность хребта ограничена сбросами с юга и севера, при этом сбросы захватывают и нижнюю часть осадочного чехла. Южный склон хребта — это лишенный осадочного покрова сброс, пересекающий толщу фундамента. У подножия склона лежит серия гряд, образованных дроблением сброшенного блока хребта. К югу интенсивность дислокаций уменьшается, но мощность осадочного чехла остается значительной (400—500 м) и не характерной для дна котловин.

Профиль V демонстрирует сходную структуру чехла и фундамента на северном склоне хребта. Наиболее примечателен широкий срез моноклинально залегающих слоев осадочного чехла на вершинной поверхности хребта. На поверхности среза несогласно залегают толща более молодых осадков, но вблизи южной бровки гребня обнажаются

слои нижней части осадочного чехла и породы фундамента. Южный склон хребта образован сбросом. В верхней части склона имеется терраса, представляющая собой поверхность сброшенного блока. Сброс охватывает фундамент и нижнюю часть осадочного чехла. Верхняя часть осадочной толщи либо деформирована усилиями сжатия, либо представляет собой оползень. Дно желоба у подножия южного склона хребта заполнено осадками горизонтального залегания. Строение фундамента и осадочного чехла к югу от этого желоба существенно изменяется и в большей мере напоминает строение вулканотектонических структур срединно-океанических хребтов.

На профиле VI отмечается несогласное залегание верхней толщи осадочного чехла на нижней в зоне перехода от пологого склона гребневой части хребта к ступени на его северном склоне. Вершинная поверхность хребта на этом профиле очень широкая и в отличие от предыдущих профилей подстилается горизонтально залегающими слоями осадочного чехла и горизонтальной же поверхностью акустического фундамента. Однако ближе к южному краю видны резкие сбросовые дислокации фундамента и нижней части чехла — типа грабена, несколько выровненного верхней частью осадочного покрова. Гребень хребта образован выступом фундамента, у которого в отличие от предыдущих профилей северный сброс круче южного. Верхняя часть южного склона покрыта осадочным чехлом, лишь нижняя часть склона обнажена.

На профиле VII для осадочной толщи северного склона хребта характерны значительные колебания мощности верхней части разреза, создающие представления о подводном размыве. Четко выражено несогласное залегание верхних слоев осадочного чехла в зоне перегиба склона. Примечательны диапировые структуры. Мощность осадочного покрова в верхней части склона достигает почти 1500 м. Его моноклинально залегающие слои срезаны на гребне хребта и несогласно перекрыты более молодыми осадками. Южный склон хребта имеет сбросовую структуру, а терраса в средней части склона представляет собой поверхность сброшенного блока. Узкий желоб у подножия склона частично заполнен горизонтально залегающими осадками. За желобом начинается сложный грядовой рельеф, отражающий сложный рельеф фундамента, перекрытого осадками, мощность которых значительно колеблется, достигая местами 300—400 м.

Профиль VIII позволяет наблюдать структуру осадочного чехла и фундамента на очень большом протяжении. В северной части к склону хребта примыкает сводовое поднятие, соответствующее западной окраине крупного свода, который пересечен в центральной части следующим профилем IX. Здесь же отмечаются несогласное залегание верхних слоев осадочного чехла на нижних и сложная структура осадочного чехла в целом на окраине свода, нарушенная сбросами фундамента. К югу от этого свода лежит зона интенсивного дробления фундамента и чехла, южнее нее вновь наблюдается сводовая структура, в пределах которой верхние слои осадочной толщи также несогласно залегают на нижних при переходе к склону свода, а фундамент при этом интенсивно дислоцирован. К югу от свода на склоне хребта мощность осадков превышает 1000 м, в ряде мест на профиле отмечаются диапировые структуры. На вершинной поверхности хребта имеются крупные нарушения структуры фундамента и осадочного чехла, что позволяет предположить существование здесь значительных интрузий. Узкий гребень хребта у южного края вершинной поверхности представляет собой выступ фундамента, ограниченный с юга крутым сбросом, а с севера — крутым склоном, на котором осадочный чехол смят в мелкие складки. В целом южный склон хребта образован здесь серией сбросов и имеет исключительно сложную структуру.

Столь же протяженный профиль IX начинается в зоне интенсивного дробления фундамента к северу от упомянутого выше свода. Свод шириной около 120 миль выстилается спокойно залегающим осадочным покровом сравнительно небольшой (100—200 м) мощности. На самой вершине свода осадочный покров почти прерывается. Южный склон свода местами нарушен выступами фундамента. При переходе от склона свода к северному склону собственно хребта верхний слой осадков залегают на нижних слоях несогласно, на склоне хребта мощность осадков возрастает до 800—1000 м. Строение верхней части осадочной толщи достаточно сложно и, возможно, отражает влияние

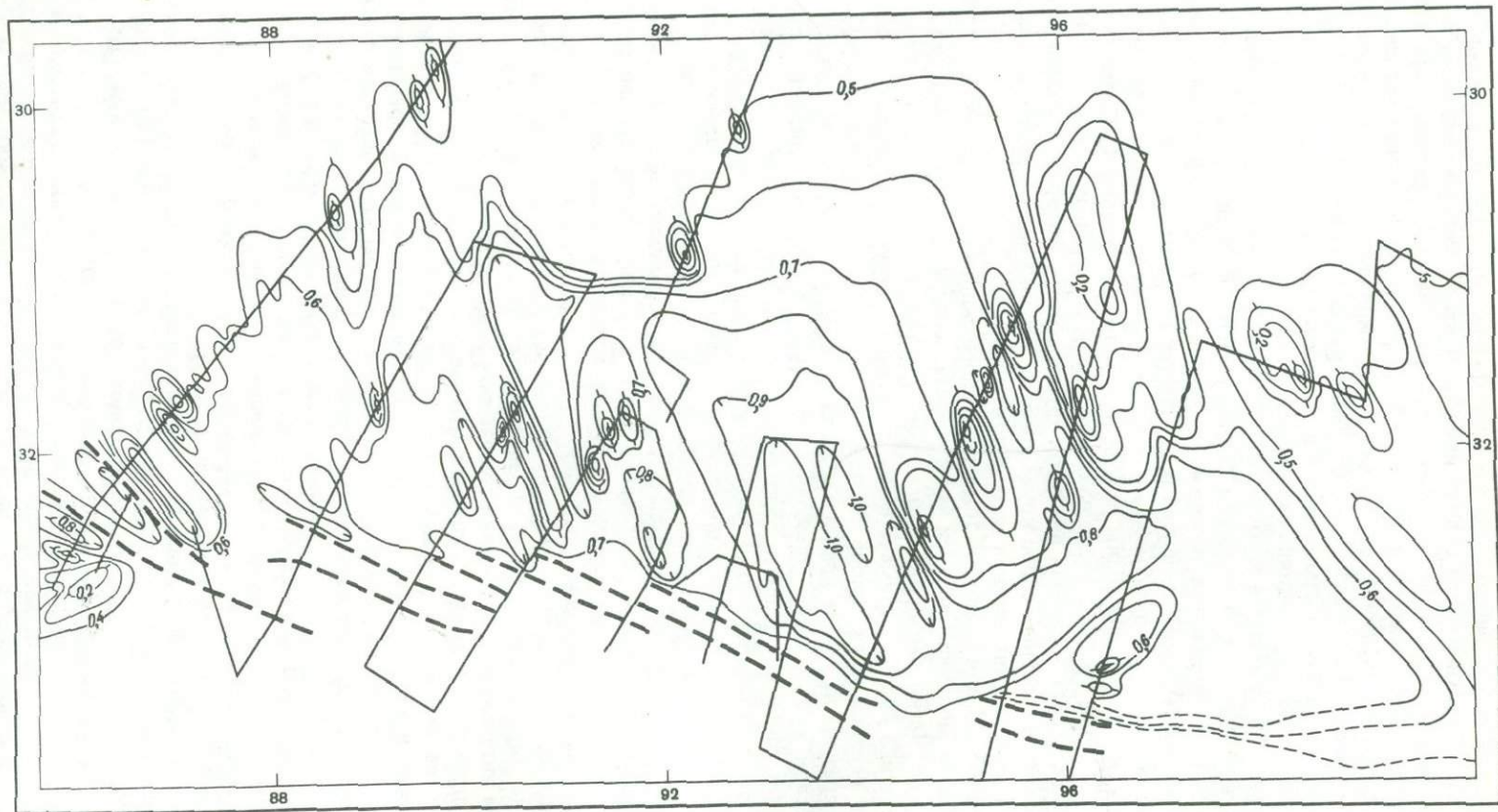


Рис. 2. Карта мощности осадков

Изопахиты даны в км. Штриховые линии — участки обнаженного акустического фундамента

подводных течений. В пределах вершинной поверхности хребта фундамент значительно раздроблен. Дислокации захватывают и нижнюю часть осадочной толщи, но верхние слои ее, залегающие несогласно, выравнивают структурные неровности вышележащих слоев и фундамента. Лишь вдоль бровки южного склона выступает довольно широкое поднятие фундамента, в основном перекрытое осадками и обнаженное лишь в виде узкой гряды.

В северной части профиля X очень сложным оказывается строение осадочного чехла. При очевидном отсутствии связи со структурой фундамента мощность осадков то возрастает до 400–600 м, то сокращается до 50–100 м. Здесь можно предполагать очень сильное воздействие на дно придонных течений. Далее к югу над почти горизонтальной поверхностью фундамента, местами нарушаемой сбросами небольшой амплитуды, мощность осадков постепенно возрастает до значений, превышающих 1000 м, а затем сокращается по мере подъема фундамента к гребню хребта. И на этом профите гребневая зона хребта обладает сложно раздробленным фундаментом. Сбросы захватывают и нижнюю часть осадочного чехла. Верхняя часть осадочной толщи залегает на нижних слоях несогласно, хотя поверхность несогласия здесь не столь выровнена, как на профилях IV–VII или на том же профиле X на узкой гребневой гряде, образованной горстовым блоком фундамента. Осадочный покров на нем был срезан, а поверхность среза перекрыта несогласно залегающими более молодыми осадками, но при этом острый гребень фундамента остался обнаженным. Крутой сбросовый уступ служит южным склоном хребта. За желобом, лежащим у подножия склона, начинается грядовый рельеф, характерный для склонов срединно-океанических хребтов. Здесь, как и во многих местах мировой системы срединно-океанических хребтов, наблюдается блоковое строение осадочного чехла с повышенными мощностями его на поверхности поднятых блоков и с уменьшенными — в желобах между блоками.

Таким образом, в целом для хребта характерно моноклиналное залегание осадков и двухъярусное строение осадочной толщи. Общая картина распределения мощностей осадочного чехла (рис. 2) показывает существование зоны максимальных мощностей вдоль верхней части северного склона хребта, мощность осадков в которой изменяется от 700 до 800 м, уменьшаясь к подножия северного склона до 500–400 м. На этом общем фоне отмечаются колебания мощности осадков, связанные, как правило, с неровностями акустического фундамента. Лишь в восточной части хребта на некоторых профилях отмечены колебания мощности осадков при выровненном фундаменте. Можно предполагать значительное воздействие придонных течений на таких участках. Изопахиты имеют в основном простирание с северо-северо-запада на юго-юго-восток, что, очевидно, отражает простирание дислокаций фундамента, отраженных в структуре осадочного чехла. Эти зоны дислокаций разделяют хребет на отдельные блоки, отличия между которыми отмечаются и в современном рельефе, и в рельефе акустического фундамента, и в строении осадочной толщи.

Особенно следует отметить центральный блок хребта с аномально высокими мощностями осадков его северного склона, достигающими 1000 м и более. Дислокации, ограничивающие его, прослеживаются не только в пределах северного склона и вершинной поверхности хребта, но и на южном склоне в виде гребней, разделяющих депрессию у подножия склона на ряд желобов: Оби, Максимова. Поверхность отдельных блоков фундамента в целом выровненная, лишь местами отмечаются поднятия, преимущественно в восточной части хребта. Колебания мощности осадков в пределах блоков отражают преимущественно изменения мощности нижнего яруса. Минимальные мощности осадков отмечены в гребневой части хребта. Здесь тонкий покров молодых осадков лежит на горизонтальной поверхности срезания моноклинално залегающих слоев нижней толщи осадков. По данным бурения [2], на вершинной поверхности хребта моноклинално залегающие осадки представлены шельфовыми фациями поздне мелового возраста, которые перекрыты осадками с возрастом от миоцена до современного. Моноклинално залегающая толща осадков прослеживается на север до дна Западно-Австралийской котловины практически непрерывно, но мощность ее значительно сокращается, в основ-

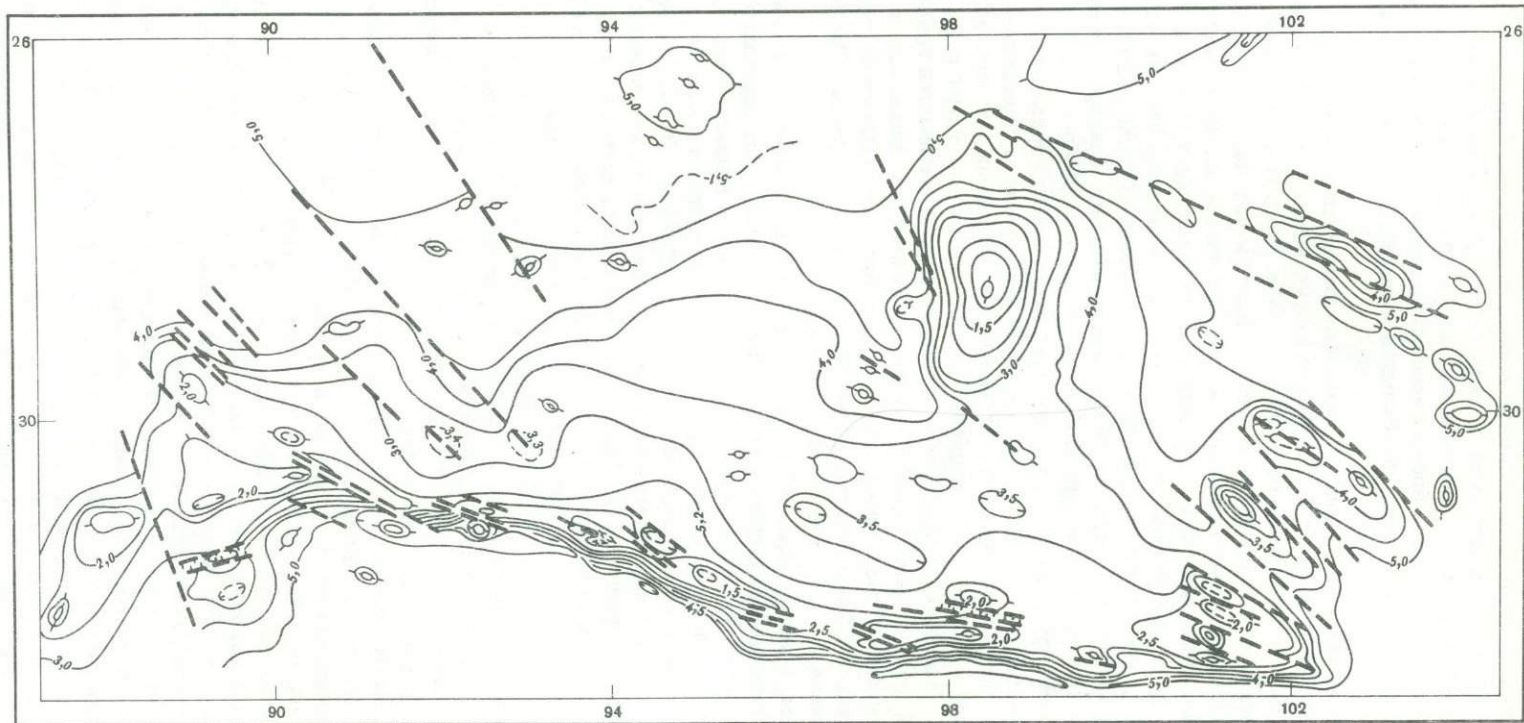


Рис. 3. Карта рельефа акустического фундамента
 Изогипсы даны в км. Штриховые линии — предполагаемые разломы

ном за счет уменьшения мощности нижней части разреза. Переход к маломощному осадочному покрову дна океанической котловины в центральной части хребта отмечается лишь севернее 25° ю.ш.

К югу от хребта имеются значительные различия в строении осадочной толщи на дне котловины Амстердам. Если в восточной части у подножия хребта отмечается типичное для океанических котловин распределение осадков: малые мощности (50–100 м) и накопление осадков в депрессиях между выступами акустического фундамента, то в западной части значительные мощности осадков, сравнимые с мощностями в пределах вершинной поверхности хребта, отмечены на вершинах отдельных блоков у подножия последнего и, по-видимому, представляют собой его погруженные блоки.

Для рельефа акустического фундамента хребта, как и для современного рельефа, характерна асимметрия: пологий северный склон и крутой южный (рис. 3). Средняя глубина фундамента в пределах вершинной поверхности хребта 1500–2000 м, у южного и северного подножий — 5000–5100 м. Фундамент разбит на отдельные блоки, в пределах которых поверхность его относительно выровнена. В южных своих частях эти разломы ассоциируются с разломами юго-западного края плато Натуралиста, желобов Диамантина, Оби, Максимова. В северных частях они выражены либо сбросовыми уступами, либо зонами дробления фундамента.

В целом структура фундамента и осадочного чехла Западно-Австралийского хребта представляется весьма сходной со структурой краевых плато континента Австралии. Там также преобладает блоковая структура фундамента с относительно слабо дислоцированными поверхностями фундамента в пределах отдельных блоков [3]. Мощности осадочного чехла примерно такие же — это устанавливается как по данным непрерывного сейсмического профилирования, так и по данным бурения. Дробление единой структуры хребта на отдельные блоки, образование тектонического уступа его южного склона, а также восточного, простираение которого соответствует простираению зон разломов в котловине между Западно-Австралийским хребтом и плато Натуралиста, явилось выражением последующего тектонического процесса. Следствием этого процесса являются также протяженные зоны разломов в пределах котловины Амстердам, наиболее крупной из которой является зона разлома Диамантина. Образование крупных зон разломов, по-видимому, связано с новообразованием в позднекайнозойское—раннетретичное время океанических котловин по периферии континента Австралии [4].

ABSTRACT

Basing on the continuous seismic profiling data the sedimentary sequence and the acoustic basement relief analysis has been carried out, maps of sedimentary thickness and acoustic basement relief have been compiled. The Broken ridge sedimentary cover is mainly two-sectional. The layers of the lower section have monoclinal strike, while the upper layers strike subhorizontally and overlap the lower ones. The acoustic basement of the ridge is divided into separate blocks by dislocation zones, which are manifested in the structure of sedimentary sequence. The boundaries of the blocks have mainly north-western strike. Within each block the acoustic basement is relatively smooth. The thickest sediments are observed on the upper part of the northern slope, and the thinnest ones — on the summit and the southern slope of the ridge. The central block has sediments more than 1000 m thick, its boundaries are observed on the southern slope. The zone of submerged blocks of the ridge is distinguished on the bottom of the Amsterdam Basin. Similarity in the structure of the ridge and the neighbouring plateaus of the Australian continental margin is indicated. Further transformations in the ridge structure are assumed to be connected with tectonic processes which took place in the eastern part of the Indian ocean during late Cenozoic — early Tertiary time.

1. Юинг Дж., Трухан М., Эйгтрем С. и др. Карта мощности осадочного покрова// Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК, 1975. С. 118–119.
2. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. print. off., 1974. Vol. 26. 724 с.
3. Виверс Дж. Западная континентальная окраина Австралии// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 314–326.
4. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана// Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.

УДК 551.24

В.К. Илларионов, Ф.Л. Яковлев

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ГРЕБНЕВОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА

Материалы непрерывного сейсмопрофилирования (НСП), проведенного в гребневой части Западно-Австралийского хребта, позволяют исследовать нарушения слоистости осадочного чехла и раздробленности акустического фундамента.

Материалы НСП получены на г/с "Георгий Максимов" в 1979 г. [1] и интерпретированы с учетом данных глубоководного бурения [2]. Для исследований применены методы структурной геологии [3].

При анализе материалов НСП выделены два типа нарушений: смещения по субвертикальным разрывам и угловые несогласия. Для исключения масштабных искажений при вычислении углов падения слоев осадочного чехла, акустического фундамента и плоскостей сместителей измеренные вертикальные и горизонтальные проложения плоскостей умножались на масштабные коэффициенты, которые вычислялись при скорости звука в осадках, принятой 2 км/с. Отношение полученных произведений — это тангенс истинного угла падения. В случае плохой записи НСП и затруднений в дешифрировании плоскости сброса измерялись только вертикальные смещения. Если субвертикальная плоскость сместителя была разрушена только частично, то полученные замеры экстраполировались на всю поверхность сброса.

Западно-Австралийский хребет был пересечен 10 профилями с запада на восток на протяжении около 1000 км. На всех профилях выявилась характерная особенность хребта, выраженная в асимметрии его склонов. Платообразная поверхность хребта слабо наклонена к северу, в этом же направлении прослеживаются моноклинально залегающие осадочные пласты и акустический фундамент, которые на глубине около 5 км плавно переходят в структуру Западно-Австралийской котловины.

Южный склон, на котором, по данным сейсмопрофилирования, обнажаются осадочные слои, акустический фундамент и более глубокие горизонты под углом 20–30°, а иногда и круче, обрывается к подножию до глубины 4,5 км. В ряде случаев южный склон осложнен несколькими ступенями шириной 10–15 км, расположенными на разной глубине. Так, в западной части склона отмечаются ступени на глубине 3,5 км, в центральной — на глубине менее 1 км, в восточной — около 3–3,5 км.

Вдоль южного склона Западно-Австралийского хребта расположен гребень. Его превышение над платообразной поверхностью хребта достигает 500–1000 м. Ширина гребня 60–200 км, а минимальная глубина над ним 900–1500 м.

Эта часть хребта наиболее сложная. Здесь отмечается интенсивная раздробленность осадочных пластов и акустического фундамента в виде многочисленных малоамплитудных сбросов и грабенов. На ряде профилей часть гребня представляет собой выходы акустического фундамента. К гребню приурочены угловые несогласия, обнаруженные в пределах хребта.

На профилях НСП хорошо интерпретируются малоамплитудные субширотные сбросы, сместители которых имеют падение на юг под углом около 40° . Вертикальное смещение по этим сбросам 200–400 м. Осадочные слои и акустический фундамент падают полого ($2-3^\circ$) в поднятых северных крыльях этих сбросов и более круто ($5-6^\circ$) — в опущенных южных. Проследить сбросы можно на ограниченном расстоянии — не более чем на двух профилях.

Как показывают данные глубоководного бурения и структурного анализа, размыту подверглись осадки позднемелового возраста, имеющие относительно крутое падение в северном направлении; отмечается также размыв более полого падающих слоев того же возраста. На размытую поверхность субгоризонтально ложатся эоценовые и более молодые осадки. На отдельных профилях видно, что размыту частично подверглись породы акустического фундамента, в таких случаях перекрывающие осадки прилегают к этим более твердым породам.

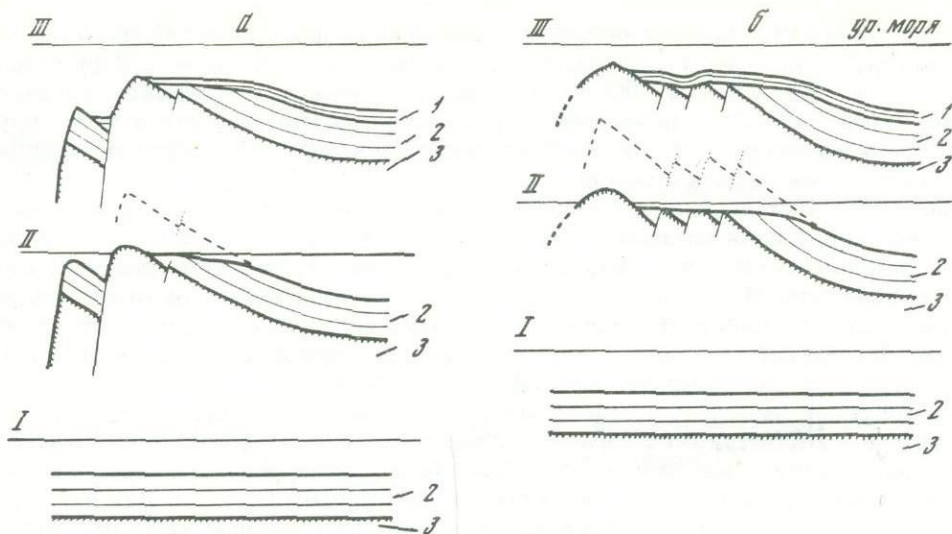
Южный склон Западно-Австралийского хребта образован субширотными сбросами. По расчетам сместители этих сбросов имеют угол наклона $60-70^\circ$, т.е. значительно круче разрушенного южного склона. Результаты сейсмопрофилирования показали, что отмеченные на склоне ступени являются опущенными блоками. Для них характерно сохранение особенностей строения осадочных слоев, которые залегают и на хребте. Отметим, что на блоках отсутствует угловое несогласие. Акустический фундамент и нижние осадочные слои в пределах блоков наклонены под углом $6-12^\circ$ в сторону сместителя. Сверху они перекрыты более молодыми осадками, которые выравнивают поверхность блоков. По простиранию вдоль склона блоки, по-видимому, могут быть прослежены на расстояние не более 250–400 км.

На гребне Западно-Австралийского хребта выделены два грабена. Первый находится в средней части гребня, где его ширина достигает 200 км и характеризуется очень сложным строением. Здесь обнажается акустический фундамент, и в его пределах выделяется пик с острой вершиной, ширина которого у основания около 15 км. Он представляет собой, по-видимому, абразионный останец, северная сторона которого обрывается сбросом с вертикальным смещением около 1 км и северным падением сместителя под углом 60° . С этим сбросом сопряжен грабен шириной 35 км. Его северное ограничение представлено несколькими сбросами с южным падением сместителей, по которым выделяются три блока, последовательно опущенных друг относительно друга на 100–300 м. По простиранию грабен прослеживается на 80–100 км. По данным сейсмопрофилирования, в грабене прослеживаются раздробленные на блоки слои осадков и акустического фундамента.

Восточнее гребень становится узким (не более 60 км), однако и здесь прослеживаются выходы акустического фундамента, увенчанные пиком. Севернее пика акустический фундамент перекрыт осадочным чехлом, слои которого падают в сторону северного склона под углом около 7° .

На самом восточном пересечении профилем гребень опять расширяется до 140 км. Здесь также отмечается обнажение акустического фундамента в виде пика со следами абразии. С севера этот пик ограничен крутым сбросом, сместитель которого падает на север под углом 70° , а вертикальное смещение достигает 1,3 км. С этим сбросом сопряжен второй грабен шириной около 30 км. Северный борт грабена также образован сбросом. За грабеном акустический фундамент полого (до 2°) падает на север и перекрыт осадочным чехлом большой мощности.

Таким образом, наличие сбросов большой амплитуды на южном склоне Западно-Австралийского хребта (падение сместителей $60-70^\circ$), а также сбросов небольшой амплитуды (падение сместителей $30-40^\circ$) и сопряженных с ними грабенов в гребневой части однозначно указывает на существование растягивающих усилий при образовании этих структур. Расчеты показали, что растяжение, необходимое для образования малоамплитудных сбросов, составляет 200–400 м, а для крупноамплитудных сбросов, ограничивающих Западно-Австралийский хребет с юга, — достигает 1–1,5 км. Общее растяжение для хребта 1,5–2 км.



Стадии (I—III) тектонического развития Западно-Австралийского хребта

а — центральной и *б* — восточной частей гребня. 1 — олигоценовые отложения; 2 — меловые отложения; 3 — акустический фундамент

Изложенные данные с учетом результатов глубоководного бурения позволяют проследить некоторые черты развития Западно-Австралийского хребта за последние 80 млн. лет (рисунок).

Как свидетельствуют материалы глубоководного бурения, верхнемеловая толща осадков в пределах хребта формировалась в мелководных условиях шельфа (см. рисунок, *а*). На второй стадии Западно-Австралийский хребет испытал быстрое поднятие сводового типа, сопровождавшееся растяжением, при котором гребневая часть оказалась выше уровня океана, по крайней мере в палеоцене. Одновременно с подъемом гребня южная часть хребта подверглась дроблению на отдельные блоки, которые опустились по сбросам относительно гребня. На это указывает отсутствие углового несогласия в осадочных слоях этих блоков.

Как показывает проведенная нами реконструкция гребневой части хребта, по некоторым профилям было размыто не менее 1—1,5 км возвышающейся части гребня, при этом над поверхностью воды возвышались останцы, сложенные более твердым материалом акустического фундамента. Ширина этих останцев, по данным сейсмопрофилирования, достигала 2—10 км. Это позволяет предполагать существование отдельных гористых островов (см. рисунок, *б*).

Третья стадия (III) тектонического развития Западно-Австралийского хребта связана с его опусканием. Данные бурения указывают, что опускание гребня, как и всего хребта в целом, началось в эоцене, т.е. в тот период, который отмечается "важной фазой в образовании восточной части Индийского океана вообще" [2]. При этом Западно-Австралийский хребет испытал погружение порядка 1200—1500 м.

Таким образом, применение структурных методов позволяет детализировать историю развития структур океанического дна и давать их более подробное описание, а также говорить об их сходстве или различии.

АБСТРАКТ

Results of structural analysis of continuous seismic profile data are given. Characteristics of structural elements are determined. The angular unconformity in the summit part of the Ridge is studied. It is established that the uplift of the Ridge took place due to tension

with simultaneous crushing into blocks and their subsidence along large faults of the Southern slope of the Ridge.

In West-Australian Ridge's summit part main faults with the vertical displacement of about 3,5 km, horizontal — about 1–1,5 km and inclination 70° , were found. On the northern slope of the Ridge the little faults with vertical displacement of about 300–400 m and inclination about $40\text{--}70^\circ$ were determined. In the upper part of the ridge there is a system of large sublatitudinal faults, which form graben-like structures.

Arch uplifting of ridge's summits occurred simultaneously with the destruction and submerging of its southern part. Uplifting of the ridge was synchronous with its broadening. Summit of the ridge some time ago was exposed as mountainous islands, which were destroyed later by abrasion and subsided to 0,6–1.2 km depth.

ЛИТЕРАТУРА

1. Удинцев Г.Б., Павленкова Н.И. 1-й рейс г/с "Георгий Максимов" по программе Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР//Океанология. 1979. Т. 19, вып. 4. С. 749–751.
2. Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
3. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.

УДК 550.83 (26)

В.Н. Луговенко, А.В. Пчелкин

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА

В комплекс работ геофизической экспедиции на г/с "Георгий Максимов" входили непрерывные магнитные измерения модуля полного вектора магнитного поля. Одной из основных задач экспедиции являлось детальное исследование структуры Западно-Австралийского поднятия и связанной с ним крупной магнитной аномалии, которая была выделена с помощью магнитной съемки со спутников [1].

В период экспедиции выполнены магнитометрические измерения вдоль 10 профилей, расположенных вкрест простирания основной структуры Западно-Австралийского поднятия. Эти профили располагались на расстоянии 100 км друг от друга. Значения аномального магнитного поля, полученные вдоль этих профилей, представлены в виде графиков (рис. 1). На рисунке отчетливо выделяются интенсивные аномалии, которые соответствуют южному гребню Западно-Австралийского поднятия. Поэтому при статистической обработке на каждом профиле эти аномалии были выделены в аномальную зону шириной около 50 км. Оценка стандарта аномального магнитного поля σ в пределах этой зоны составила 434 нТл. Аналогичная оценка для остальной части профилей оказалась равной 178 нТл. Оценки скорости изменения параметра σ с высотой съемки относительно источников показывают, что этот параметр меняется пропорционально $H^{0,4}$, где H — высота съемки. Поэтому мерой намагнитченности горных пород верхней части магнитоактивной толщи литосферы (первые километры кристаллического основания) можно считать величину $\sigma H^{0,4}$ [2]. Эта величина для центральной части оказалась равной $495 \text{ нТл} \cdot \text{км}^{0,4}$, для периферической части — $290 \text{ нТл} \cdot \text{км}^{0,4}$.

Заметим, что оценка $\sigma H^{0,4}$ сделана достаточно строго, так как относительная погрешность оценки параметра σ за счет конечной длины использованных профилей оказалась равной 13% (центральная часть) и 7% (периферическая часть) [2]. Это позво-

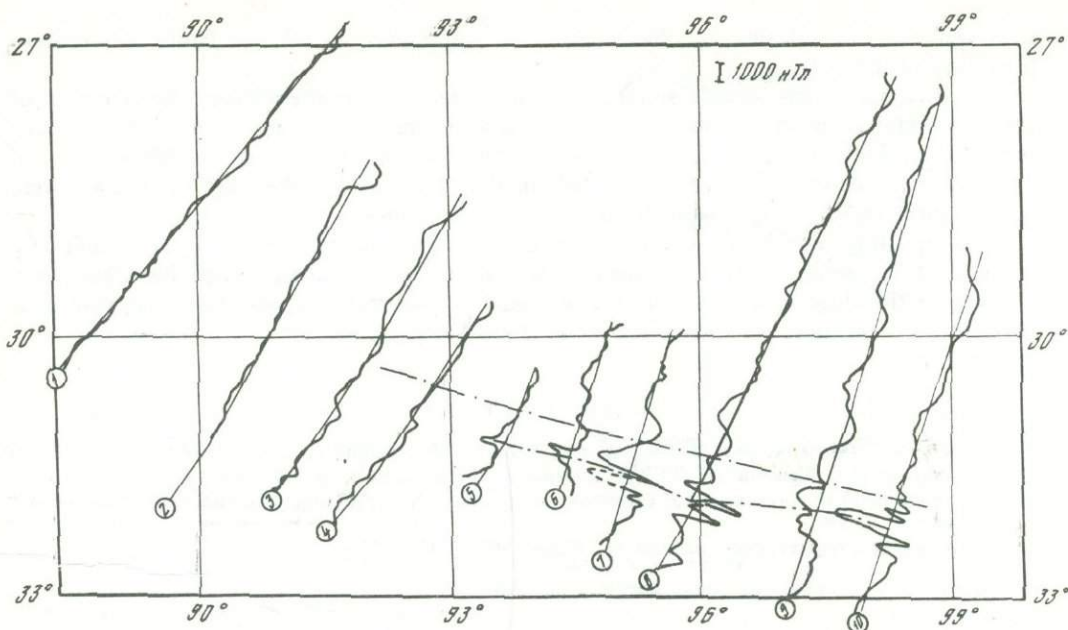


Рис. 1. Карта графиков (1-10) аномального магнитного поля ΔT_d Западно-Австралийского хребта Штрих-пунктир — граница древней сводовой части хребта

ляет сделать вывод о том, что центральная часть поднятия наиболее приподнятая, резко обрывающаяся к югу, сложена существенно более магнитными разностями горных пород, чем периферическая часть.

Исследование эмпирической зависимости между величиной $\sigma H^{0,4}$ и возрастом магнитоактивных пород позволяет сделать приближенную оценку времени образования этих пород (см. рис. 3 из работы [3]). На рис. 2, а показаны результаты расчета параметра $\sigma H^{0,4}$ для профилей длиной 1000 км, расположенных на территории СССР в разновозрастных регионах — от современных до имеющих возраст $2,5 \cdot 10^9$ лет назад. При использовании зависимости, изображенной на рис. 2, а, необходимо в общем случае учитывать разницу в наклонении магнитного поля в определенных пунктах на территории СССР с исследуемыми областями Западно-Австралийского поднятия. Но расчеты показывают, что эта разница составляет всего 1-4% от амплитуды аномального магнитного поля, так как наклонение этих пунктов близко к наклонению исследуемой площади.

Возраст магнитных пород центральной части Западно-Австралийского поднятия по рис. 2, а составляет около $1,5 \cdot 10^9$ лет, а для периферической части — оказывается близким к современному и подтверждает возраст пород, определенный с помощью бурения, т.е. около 100 млн лет [4].

Таким образом, если исследовать характер перехода земной коры от сводовой части хребта на север по пологому склону поднятия, то можно выделить некую субширотную границу между сравнительно древней сводовой частью Западно-Австралийского хребта и северной его частью (см. рис. 1). Южная граница древней части хребта практически совпадает с линией сброса, которая ограничивает хребет с юга. Можно предположить, что сводовая часть поднятия имеет кору континентального типа, а окружающие ее участки — кору океанического типа. Отметим, что переработка континентальной коры в океаническую, вероятно, затронула в большей степени западный участок сводовой части поднятия, где наблюдаются существенно меньшие аномалии по сравнению с аномалиями остальной его площади. Последнее обстоятельство подтверждается данными сейсмического зондирования. Подчеркнем, что речь пока идет

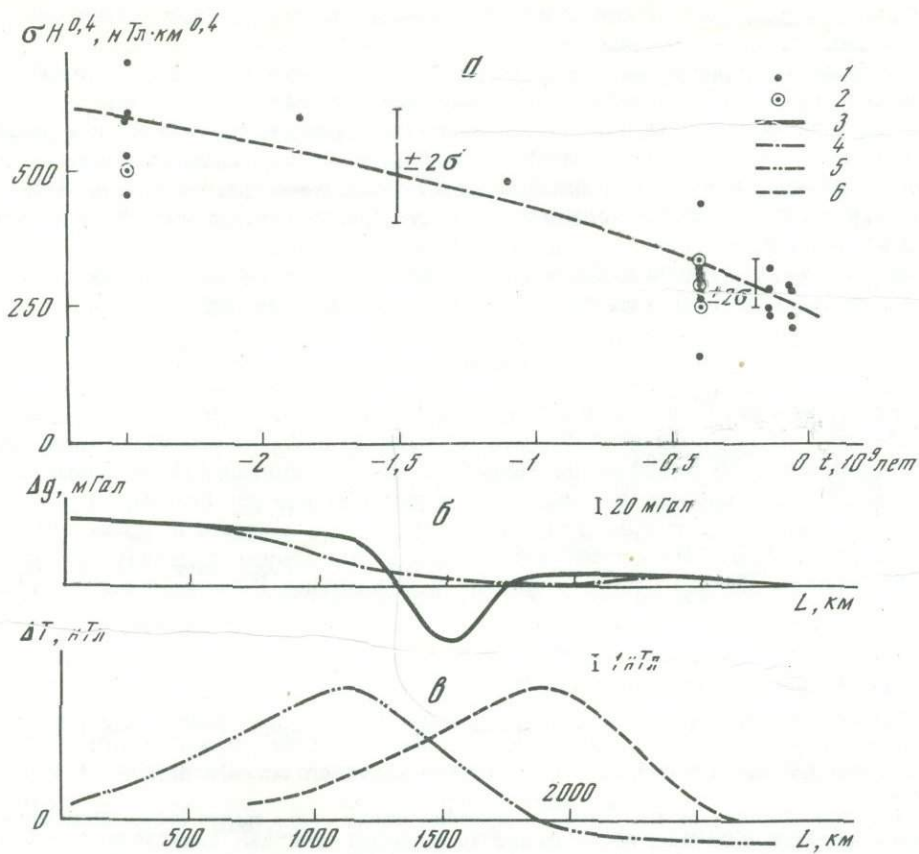


Рис. 2. Графики зависимости параметра $\sigma H^{0.4}$ от возраста магнитоактивных пород (а), аномального гравитационного поля Δg (б) и аномального магнитного поля ΔT (в)

1 — расчетный параметр для профиля длиной 1000 км в различных регионах; 2 — два совпадающих значения параметра; 3 — исходное аномальное поле Δg (с карты [4]); 4 — трансформированное поле Δg ; 5 — исходное поле ΔT вдоль профиля, полученное на $H = 520$ км; 6. — график ΔT , смещенный с учетом наклона магнитного поля

лишь о верхней части разреза земной коры, так как параметр σ , полученный по результатам гидромагнитной съемки, в основном отражает магнитные неоднородности на небольшой глубине.

Магнитные свойства всей магнитоактивной толщи земной коры можно изучать путем использования результатов магнитной съемки на высоте спутника ($H = 520$ км). На этой высоте отчетливо выделяется интенсивная положительная аномалия (более 10 нТл), которая имеет субширотное простирание и асимметрична в долготном направлении. Эту аномалию можно сравнить с соответствующей аномалией гравитационного поля Δg , полученной в результате морских съемок [5].

Для сравнения аномалий гравитационного и магнитного полей (Δg и ΔT), полученных на разных уровнях, необходимо значение Δg пересчитать вверх или сгладить таким образом, чтобы частотные свойства пересчитанных значений были близки к аналогичным свойствам ΔT . Расчеты показывают, что осреднение исходного поля Δg (кривая 3 на рис. 2, б) с интервалом $2L = 1200$ км обеспечивает искомую трансформацию поля (кривая 4 на рис. 2, б — результат этого осреднения).

Так как кривая ΔT смещена к экватору относительно эпицентра магнитного источника (это связано с тем, что наклонение в рассматриваемом районе отлично от нуля и равно 66°), то при сравнении кривых Δg и ΔT кривую ΔT целесообразно

сдвигать к югу, чтобы максимумы этих кривых совмещались. Смещенная кривая ΔT показана на рис. 2, в (кривая б).

Коэффициент корреляции между Δg и ΔT (Δg сглажено, а ΔT смещено на юг) оказался равным $-0,74$; уравнение регрессии имеет вид: $\Delta g = -6,8T + 60$.

Полученная корреляция, как показывает опыт, характерна для горных пород базальтового состава [6]. Она, например, наблюдается на Западно-Сибирской плите, которая сложена в основном базальтами. Следовательно, результаты интерпретации подтверждают, что горные породы земной коры Западно-Австралийского хребта представлены базальтами.

Северная часть Западно-Австралийского хребта является более молодым образованием (возраст 10^8 лет), а южная — более древним ($1,5 \cdot 10^9$ лет).

АБСТРАКТ

The analysis of profile measurements of the full magnetic field intensity modulus is carried out. The field above the Ridge is different in character, and it is divided into the northern and the southern parts for which the value of standard of anomaly field is estimated. These estimates allow to conclude that the northern part is a younger formation ($\sim 10^8$ years), while the southern part is older ($\sim 1,5 \cdot 10^9$ years) and is composed by rocks with higher magnetic susceptibility. The correlational collation of low frequency gravity and magnetic field components allows to suppose that the West-Australian Ridge crust consists of basaltic rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Regan R.D., Cain J.C., Davis W.M. A global magnetic anomaly map//J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. N B5. P. 794–802.
2. Луговенко В.Н. Закон формирования аномального магнитного поля. М.: ИЗМИРАН, 1978. 112 с. Препр.
3. Johnson B.D., Powell C.McA., Veevers J.J. Spreading history of the eastern Indian Ocean and greater India's northward flight from Antarctica and Australia//Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 11. P. 1560–1566.
4. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК, 1975. 151 с.
5. Lugovënkó V.N., Pronin V.P. Correlation of magnetic, gravitational and heat flow fields over the continents//Gerlands Beitr. Geophys. 1982. Bd. 91, N 4. S. 346–354.

УДК 550.83 (26)

А.Г. Гайнанов

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА

Изучение гравитационного поля является одной из важных частей комплекса геолого-геофизических исследований океанов, так как знание аномалий силы тяжести необходимо для выявления возможных плотностных неоднородностей в недрах Земли и построения плотностных моделей земной коры, литосферы и верхней мантии.

Первые измерения силы тяжести в восточной части Индийского океана были выполнены Венинг-Мейнесом в 1923 г. маятниковым прибором на подводной лодке [1], а позже продолжены Гирдлером, Гаррисоном, Талвани и др. Сводка маятниковых измерений силы тяжести на подводных лодках дана Уорцелом [2].

С внедрением в практику океанографических исследований автоматизированных морских бортовых гравиметров с непрерывной записью значений силы тяжести резко

возросла интенсивность гравиметрической съемки Индийского океана. Наибольший объем бортовых гравиметрических измерений выполнен в его северной части геофизиками США, Англии, ФРГ. Так, в 1960–1964 гг. на американских исследовательских судах, оснащенных морскими гравиметрами Ла Коста–Ромберга и "Граф-Аскания", в Индийском океане были проведены измерения силы тяжести в 20 тыс. пунктах на профилях протяженностью более 45 тыс. миль [3].

Первые советские гравиметрические исследования в Индийском океане были проведены в 1955 г. геофизиками МГУ во время плавания на д/э "Обь" в составе Советской антарктической экспедиции и продолжены в последующие годы при плаваниях в Антарктику [4]. Измерения силы тяжести проводились маятниковыми приборами и затухающими гравиметрами. Если среднеквадратическая ошибка маятниковых измерений силы тяжести на подводных лодках редко превышает $\pm(3-5)$ мГал, то при работах на борту корабля эта ошибка возрастает до $\pm(6-15)$ мГал в зависимости от волнения моря. Измерения силы тяжести автоматизированными морскими гравиметрами в Индийском океане были начаты в 40-м и 41-м рейсах нис "Витязь" в 1956–1967 гг. [5] и продолжены в последующих геолого-геофизических экспедициях на судах "Витязь", "Академик Курчатов", "Академик Вернадский", "Дмитрий Менделеев" и др. [6, 7]. Точность измерения характеризуется среднеквадратической ошибкой $\pm(5-10)$ мГал в зависимости от волнения моря, типа корабля и учета поправок на остаточное влияние наклонов и возмущающих ускорений. К настоящему времени в Индийском океане выполнено более 100 000 гравиметрических пунктов. Гравиметрические данные, полученные до 1971 г., были использованы при составлении гравиметрической карты северной части Индийского океана в редукции в свободном воздухе (Фая) и схематической карты осредненных по одноградусным трапециям аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), которые были опубликованы в Геолого-геофизическом атласе Индийского океана [8, 9].

При составлении гравиметрической карты в редукции Фая был проведен анализ качества измерений, выполненных различной маятниковой и бортовой гравиметрической аппаратурой. Результаты американских надводных гравиметрических измерений позволяют выделить две группы наблюдений. Первая — это ранние определения с пониженной точностью (среднеквадратическая ошибка $\pm(10-18)$ мГал) морским гравиметром Ла Коста–Ромберга, проведенные без учета поправок Гаррисона и Кросс-Каплинг-эффекта. Вторая группа — измерения повышенной точности (среднеквадратическая ошибка ± 5 мГал), выполненные морским гравиметром "Граф-Аскания", установленным на гиropлатформе, с учетом поправок Гаррисона и Кросс-Каплинг-эффекта, спутниковой навигацией, а также измерения со струнным гравиметром МГТ.

Измерения первой группы, кроме больших случайных ошибок, содержат также значительные систематические погрешности. Поэтому при составлении карты введены соответствующие поправки в результаты бортовых гравиметрических измерений первой группы, полученные на основе сопоставления с гравиметрическими измерениями второй группы.

После 1971 г. получено большое количество более точных гравиметрических данных. С учетом этих материалов американские геофизики опубликовали осредненные по одноградусным трапециям значения аномалий Фая, а также карту аномалий силы тяжести в редукции Фая [10, 11].

Кафедра геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ проводит многолетние исследования по изучению гравитационного поля и составлению карт аномалий силы тяжести в редукциях Фая, Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), Гленни и изостатической для Индийского океана [12–14]. Все использованные материалы даны в системе международных опорных гравиметрических пунктов. При вычислении аномалий нормальные значения силы тяжести вычислены по международной формуле Кассиниса 1930 г. Аномалии силы тяжести осреднены по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$. Карты, составленные по осредненным аномалиям силы тяжести, имеют некоторые

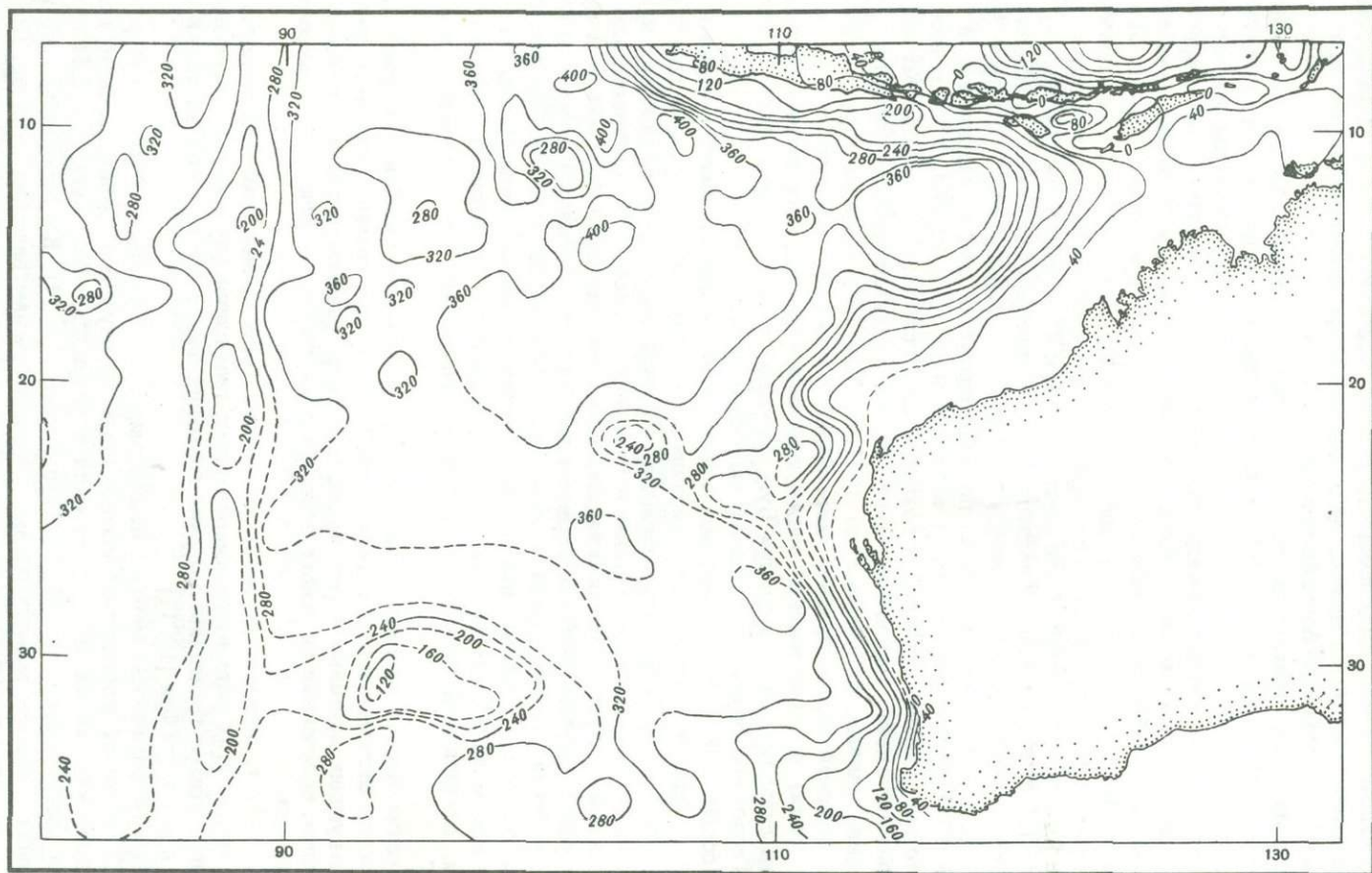


Рис. 2. Аномалии силы тяжести в редукции Буге, осредненные по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$ ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

преимущества перед картами, составленными непосредственно по наблюдаемым аномалиям, а именно: уменьшается влияние случайных ошибок наблюдений, ослабляется влияние рельефа и локальных плотностных неоднородностей земной коры. Однако различная степень гравиметрической изученности одноградусных трапеций может привести к большим ошибкам из-за разной представительности данных. По оценкам ЦНИИГАиК, среднеквадратические ошибки осредненных аномалий лежат в пределах от ± 5 до ± 30 мГал и зависят от степени изученности трапеций, а также сложности гравитационного поля. Максимальные ошибки — в районах глубоководных желобов и островных дуг, минимальные — в районах океанических котловин.

На рис. 1 (см. вкл.) и 2 приведены осредненные по одноградусным трапециям аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) для исследуемой части Индийского океана.

По характеру осредненных аномалий силы тяжести в редукциях Фая, Буге, Гленни и изостатической описываемую часть Индийского океана при современном уровне знаний гравитационного поля схематически можно разделить на следующие области [14].

Области глубоких океанических котловин (глубина дна 5000—6000 м). Котловины Кокосовая, Западно- и Северо-Австралийская, Натуралиста характеризуются относительно спокойным полем силы тяжести с небольшими (близкими к нулю) отрицательными аномалиями Фая (см. рис. 1). Так, наиболее глубокие части Западно- и Северо-Австралийской котловин выделяются пониженными аномалиями Фая — до -40 , -50 мГал, котловина Натуралиста — до -60 , -70 мГал, Кокосовая котловина — до -20 , -30 мГал.

Аномалии Буге над котловинами интенсивные положительные (см. рис. 2). Максимальными положительными аномалиями Буге (до $+410$ мГал) выделяются наиболее глубокие северные участки Западно-Австралийской котловины. Южная часть последней, а также котловины Натуралиста и Кокосовая характеризуются аномалиями Буге $+320$, $+360$ мГал, а Северо-Австралийская котловина — несколько повышенными — до $+360$, $+390$ мГал.

Аномалии Гленни высокие положительные и близки по амплитуде к аномалиям Буге. Так, над восточной частью Западно-Австралийской котловины аномалии Гленни возрастают до $+398$ мГал, а аномалии Буге — до $+410$ мГал. В среднем над большей частью Кокосовой, Западно-Австралийской котловин аномалии Гленни меньше аномалий Буге на 10 — 15 мГал. Изостатические аномалии близки по амплитудам к аномалиям Фая. В среднем для восточной части Индийского океана аномалии Фая ниже (более отрицательны), чем изостатические на 15 — 20 мГал. Большая часть Кокосовой, Западно-Австралийской котловин характеризуется близкими к нулю положительными и отрицательными значениями изостатических аномалий с амплитудами ± 10 мГал, что свидетельствует об изостатической скомпенсированности основных структур этих котловин.

Области подводных хребтов, гор, возвышенностей, островов. Западно-Австралийский подводный хребет в районе сочленения с Восточно-Индийским хребтом характеризуется положительными аномалиями Фая (до $+60$ мГал). Аномалии Буге над хребтом понижены до $+128$ мГал. Восточно-Индийский хребет выделяется несколько повышенными (до $+20$ мГал) аномалиями Фая и пониженными (до $+150$ мГал) — Буге. Над отдельными возвышенностями и подводными горами аномалии Фая возрастают до $+20$, $+30$ мГал, а аномалии Буге уменьшаются до $+230$, $+280$ мГал. Изостатические аномалии и аномалии Фая над Западно-Австралийским и Восточно-Индийским хребтами в пределах точности определения этих аномалий совпадают. Аномалии Гленни над Западно-Австралийским хребтом меньше аномалий Буге в среднем на 15 мГал, а над Восточно-Индийским хребтом — на 10 мГал.

Переходные зоны от материков к Индийскому океану. Их можно подразделить на две подзоны: 1) пассивные (атлантический тип) и 2) активные (тихоокеанский тип). К пассивным относятся зоны, переходные от Австралии, Африки, Антарктиды, полуостровов Аравийского, Индостанского. Эти зоны выделяются характерным чередованием полос положительных (или повышенных) аномалий Фая в прибрежной части и

полос отрицательных (или пониженных) аномалий Фая над континентальным склоном, обусловленных влиянием краевого эффекта Гельмерта и скоплением мощной осадочной толщи в районе шельфов и континентальных склонов. Однако часто эти полосы осложняются гравитационным влиянием поперечных к простиранию береговой линии структур (разломов, резких изменений мощностей слоев земной коры и т.д.). Аномалии Буге, Гленни в узкой зоне возрастают от слабых отрицательных, нулевых значений до интенсивных положительных. Изостатические аномалии в этих зонах также характеризуются полосами отрицательных и положительных аномалий, но с меньшими, чем в аномалиях Фая, амплитудами.

К активным относится Индонезийская переходная зона с интенсивными аномалиями силы тяжести во всех редукциях, что свидетельствует о резком нарушении изостатического равновесия структур этого региона.

Несмотря на большие успехи, достигнутые в последние годы в изучении гравитационного поля Индийского океана бортовой гравиметрической съемкой, большие пространства южной части океана до настоящего времени остаются слабо изученными [6, 8, 9, 11, 14]. Поэтому для общей характеристики гравитационного поля таких участков океанов большое значение имеют альтиметрические данные искусственных спутников Земли. В настоящее время по результатам спутниковой альтиметрии составлены карты высот геоида океанов с сечением через 1 м и вычислены аномалии Фая для 37905 одноградусных и 1178 пятиградусных равновеликих трапеций в океанах. Ошибки определения аномалий, найденные из сравнения с данными бортовых гравиметрических измерений, составили соответственно 5,1 и 2,7 мГал [15].

Комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных позволила составить плотностные модели земной коры и литосферы по профилям, пересекающим основные морфоструктуры Индийского океана [6, 7, 13, 14, 16, 17]. В соответствии с основными положениями тектоники литосферных плит образование литосферы происходит в рифтовых зонах при раздвижении этих плит в результате внедрения по рифтовой трещине вещества астеносферы и его последующей кристаллизации [18, 19]. Мощность новообразованной литосферы, которая определяется глубиной охлаждения и кристаллизации астеносферного вещества, т.е. глубинным положением температуры солидуса базальтов, не остается постоянной, а увеличивается по мере удаления от гребней рифтовых океанических хребтов в сторону глубоководных котловин с более древним возрастом океанического дна [20]. Связь между мощностью образующейся литосферы и временем ее остывания может быть найдена из анализа общего уравнения теплопроводности. Решение этого уравнения применительно к литосфере приводит к зависимости между возрастом литосферы T (млн лет) и ее мощностью H (км): $H = 7,49 \sqrt{T}$.

Данные о возрасте дна получены на основании интерпретации карты осей палеомагнитных аномалий Индийского океана, а также хронологических шкал инверсий геомагнитного поля [21–23]. По формуле зависимости мощности литосферы от возраста была составлена схема мощности литосферы Индийского океана [24]. Наибольшей (до 80–95 км) мощностью литосферы характеризуются древние котловины мезозойского возраста. Так, в Северо-Австралийской котловине мощность литосферы достигает 95 км, а в Мозамбикской и в западной части Сомалийской котловины – 90 км. Минимальную мощность литосфера имеет в осевой зоне срединных хребтов, а над склонами хребтов 15–35 км.

По профилю Западно-Австралийский хребет–Яванский желоб был составлен сводный разрез земной коры и литосферы (рис. 3). Методом подбора построена плотностная модель земной коры, литосферы и астеносферы, гравитационный эффект которой удовлетворяет наблюдаемым осредненным аномалиям силы тяжести в редукциях Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) и Гленни. Разрез земной коры составлен по сейсмическим данным [25–28].

По результатам зарубежных исследований, под Западно-Австралийским хребтом выявлена многослойная земная кора мощностью до 20 км [28]. По данным советских

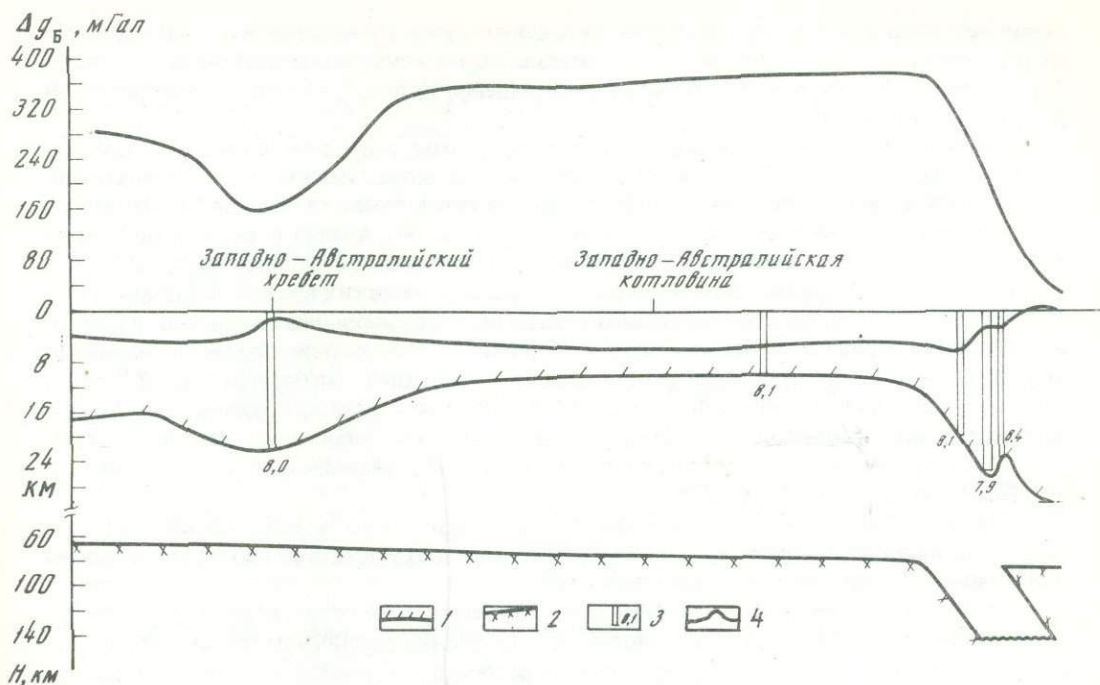


Рис. 3. Сводный разрез земной коры и литосферы по профилю Западно-Австралийский хребет — Яванский желоб

1 — подошва земной коры; 2 — подошва литосферы; 3 — граничная сейсмическая скорость по подошве коры (км/с); профиль дна

исследователей, земная кора Западно-Австралийского хребта имеет сокращенную до 12 км мощность [26]. Для согласования наблюдаемого над хребтом уменьшения аномалий Буге до 160 мГал (по сравнению с 290 и 360 мГал над прилегающими котловинами) с рассчитанными по модели земной коры сокращенной мощности необходимо предположить уменьшение плотности литосферы под земной корой Западно-Австралийского хребта. Разуплотнение литосферы, возможно, связано с наличием базальтового вещества в трещинах, появление которого является следствием излияния магм в зоне крупных линейных нарушений. Аналогичное разуплотнение литосферы выявлено под Восточно-Индийским хребтом [29]. При мощности земной коры под Западно-Австралийским хребтом до 20 км наблюдаемые и рассчитанные аномалии Буге можно согласовать и без предположения о разуплотнении вещества литосферы под хребтом.

Мощность земной коры в Западно-Австралийской котловине изменяется от 5 до 16 км, а средняя мощность в котловинах Индийского океана 6 км [26, 27]. Мощность земной коры под Зондской островной дугой и желобом 15–25 км (глубина границы Мохоровичича 23–27 км). Исключение гравитационного влияния земной коры из наблюдаемых аномалий силы тяжести позволило выделить остаточные (или "мантийные") аномалии силы тяжести, положительные (до +90, +130 мГал) над Зондским желобом и отрицательные (до -110 мГал) над окраинным морем [29].

Остаточные ("мантийные") аномалии в активных океанических окраинах выявлены многими советскими и зарубежными исследователями [6, 30]. Развитие гипотезы тектоники литосферных плит привело к формированию представлений, что положительные остаточные аномалии с внешней стороны островных дуг связаны с холодной погружающейся плитой океанической литосферы, более плотной, чем окружающая мантия, а аномально нагретый и менее плотный мантийный материал формируется выше погружающейся плиты. Результаты изучения аномалий теплового потока и поглощения энергии сейсмических колебаний не противоречат таким представлениям. Сопостав-

ление остаточных аномалий силы тяжести с модельными гравитационными аномалиями от погружающихся литосферных плит показало, что наилучшее количественное согласование между ними наблюдается для погружающейся литосферной плиты с избыточной плотностью $0,02 \text{ г/см}^3$.

В связи с тем, что в осредненных по одноградусным трапециям аномалиях силы тяжести влияние локальных неоднородностей земной коры ослабляется, гравитационный эффект земной коры вычислялся при постоянной плотности. Мощность литосферы получена на основании магнитных данных о возрасте дна. Анализ поверхностных волн Рэлея показал, что на глубинах около 60 км под Западно-Австралийским хребтом выделяется зона пониженных скоростей поперечных сейсмических волн мощностью около 150 км [31]. Для удовлетворительного согласования наблюдаемых аномалий силы тяжести с вычисленными от плотностных моделей земной коры и литосферы необходимо допустить наличие плотностных неоднородностей в верхней мантии под земной корой. По мере удаления от оси рифтовой зоны уменьшается разность плотностей между веществом литосферы и астеносферы. Если под рифтовой зоной эта разность $0,1 \text{ г/см}^3$, то по мере удаления от оси рифта (к глубоководным котловинам) разность плотностей уменьшается до $0,01 \text{ г/см}^3$ [14].

Уменьшение разности плотностей литосферы и астеносферы по мере удаления от осей рифтовых подводных хребтов было выявлено нами и другими исследователями также для Тихого и Атлантического океанов [6, 29].

В соответствии с гипотезой тектоники плит с увеличением возраста литосферы происходит не только увеличение ее мощности, но и некоторое увеличение плотности вещества астеносферы, что приводит к уменьшению разности плотностей литосферы и астеносферы. Это обусловлено единым процессом новообразования литосферных плит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Однако по одним гравиметрическим данным невозможно однозначно определить, увеличивается плотность астеносферы при постоянной плотности литосферы при удалении от оси рифта или уменьшается.

А Б С Т Р А К Т

New maps of gravity field in Fay and Bouguer reductions, averaged to one-degree squares, have been compiled for the south-eastern part of the Indian ocean. The maps were based on large material from Soviet and foreign expeditions. The history of research of the Indian ocean gravitation field is described. Detailed gravimetric characteristics of oceanic basins, submarine ridges and rises, continent-ocean transition zones are given. Density models of crust and lithosphere are analyzed and compared according to the indicated structures of the floor. Two equivalent models have been obtained for the West-Australian Ridge: one with lithosphere discondensation under the Ridge, and the other — without it. The ambiguity of interpretation cannot be avoided due to the ambiguous seismic determinations of the thickness of the crust under the Ridge. The obtained facts are given mobilistic interpretation.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Vening Meinesz F.A. Gravity expeditions at the sea, 1923—1938. Delft, 1948.
2. Worzel I.L. Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959 // *Contribs Lamont Geol. Observ.* 1965. N 807. 422 p.
3. Le Pichon X., Talwani M. Regional gravity anomalies in the Indian ocean // *Deep-Sea Res.* 1969. Vol. 16, N 3. P. 1118—1128.
4. Гайнанов А.Г. Гравиметрические определения на дизель-электроходе "Обь" в первом антарктическом рейсе // *Морские гравиметрические исследования.* М.: Изд-во МГУ, 1961. Вып. 1. С. 23—36.
5. Гладун В.А., Капцова И.Н., Симаков В.С., Гайнанов А.Г. Опыт профильных гравиметрических измерений автоматизированным гравиметром в 41-м рейсе нис "Витязь" // Там же. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 6. С. 116—126.
6. Гайнанов А.Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.

7. Старостенко В.И., Русаков О.М. Геофизические исследования Индийского океана в 19-м рейсе "Академик Вернадский" // Геофиз. журн. 1980. Т. 1, № 2. С. 105–108.
8. Гайнанов А.Г., Тальвани М. Гравитационное поле Индийского океана // Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК, 1975. С. 82–88.
9. Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Строев П.А. Усредненные аномалии гравитационного поля в редукции Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$) масштаба 1:40 000 000 // Там же. С. 89.
10. Kahle H.G., Chapman M., Talwani M. Detailed $1^\circ \times 1^\circ$ gravimetric Indian ocean geoid and comparison with GEOS-3 radar altimeter geoid profiles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 55, N 3. P. 703–720.
11. Bowin C., Warsi W., Milligan I. Free-air gravity atlas of the world: Geol. Soc. Amer. Map and Chart ser., N MC46, 1982. 56 p.
12. Гайнанов А.Г., Булычев А.А., Строев П.А. Региональные аномалии силы тяжести Индийского океана // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1973. Вып. 7. С. 108–112.
13. Гайнанов А.Г. Поле силы тяжести // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 73–82.
14. Гайнанов А.Г., Булычев А.А., Гиллод Д.А. и др. Гравитационные аномалии и плотностные модели литосферы Индийского океана // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 4. С. 74–81.
15. Rapp R.H. The determination of geoid undulations and gravity anomalies from SEASAT altimeter data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, N 3. P. 1552–1562.
16. Бурьянов В.Б., Козленко В.Г., Русаков О.М., Соловьев В.Д. Методика и результаты интерпретации гравитационного поля основных структур Мирового океана // Геологическое истолкование потенциальных полей. Киев: Наук. думка, 1983. С. 33–45.
17. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Старостенко В.И. и др. Строение тектоносферы Индостана и прилегающих акваторий по сейсмическим и гравитационным данным // 27-й МКГ. Геофизика. Доклады. Секция С.06. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. С. 69–83.
18. Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 7. С. 11–28.
19. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
20. Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Карта мощности океанических литосферных плит // Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1977. С. 103–108.
21. Гайнанов А.Г., Шрейдер А.А., Ле Вьет Хуэн. Изменения относительных мгновенных скоростей спрединга в Индийском океане // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 1. С. 69–76.
22. Карасик А.М., Сочеванова Н.А. Оси палеомагнитных аномалий на акватории Мирового океана // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: Недра, 1981. С. 205–212.
23. Lawrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // Geology, 1981. Vol. 9. P. 392–397.
24. Гайнанов А.Г., Карасик А.М., Ле Вьет Хуэн и др. Магнитные и гравитационные аномалии и строение литосферы Индийского океана // Проблемы исследования электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 237–244.
25. Геология и геофизика восточной части Индийского океана / Под ред. П.Л. Безрукова, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1981. 255 с.
26. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 177 с.
27. Океанология: Геофизика океана. М.: Наука, 1979. Т. 1. 470 с.; Т. 2. 416 с.
28. Francis T.J.G., Rait R.W. Seismic refraction measurements in the southern Indian ocean // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 12. P. 3015–3041.
29. Русаков О.М., Карабович С.В. Плотностные неоднородности верхней мантии восточной части Индийского океана // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1983. № 10. С. 55–67.
30. Артемьев М.Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг, окраинных морей // Там же. 1978. № 2. С. 3–17.
31. Souriah A. The upper mantle beneath Ninetyeast ridge and Broken ridge, Indian ocean, from surface waves // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 359–374.

ЗЕМНАЯ КОРА ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В 1979 г. во время рейса г/с "Георгий Максимов" в Индийский океан на Западно-Австралийском хребте (именуемом также Broken plateau, или хребет Брокен) был выполнен небольшой объем глубинных сейсмических исследований с донными станциями и пневматическими источниками упругих волн [1]. Задачей работ было изучение внутренней структуры земной коры. Эта задача имеет принципиальное значение, так как по геологическим данным установлено, что хребет Брокен еще в палеогене являлся частью континента или по крайней мере крупным островом [1, 2]. Опыт сейсмических исследований коры на континентах показал ее существенное отличие от океанической. Толщина земной коры в пределах континентов и крупных островов составляет не менее 25–30 км, верхние ее 10–15 км сложены породами, в которых скорости продольных сейсмических волн около 6 км/с. Можно предполагать, что примерно такую кору имел в свое время и хребет Брокен. Изучение современной структуры коры этого подводного хребта, расположенного почти в центре Индийского океана, позволит определить, насколько существенные изменения она претерпела после его погружения, как изменились ее мощность и внутренняя структура.

Первые глубинные сейсмические зондирования в западной части Западно-Австралийского хребта были проведены в 1965–1966 гг.: одно выполнено советским нис "Витязь" и два — американскими исследователями [3–5] (рис. 1).

Результаты этих работ противоречивы. В первом случае выявлена характерная для океанических областей кора мощностью около 15 км, сложенная породами, скорость распространения сейсмических волн в которых оказалась около 6,5 км/с. Во втором случае обнаружилось, что земная кора хребта имеет аномальное для океанов строение и по некоторым особенностям приближается к континентальному типу. Так, в верхней части коры, по американской модели, скорости сейсмических волн 6,1–6,4 км/с, в нижней ее трети — 7,3 км/с, в мантии — 8,1 км/с. Общая мощность коры около 20 км.

Полученные модели различаются между собой с точки зрения геодинамики принципиальным образом. Если верна вторая модель, то кора хребта сохранила еще некоторые признаки бывшей континентальной коры: слой со скоростями около 6 км/с в верхней части и значительную мощность. Если верна первая модель, то этих признаков практически уже не осталось.

Для решения этой проблемы необходимы кондиционные работы ГСЗ (с длиной годографов не менее 100–150 км и с встречными системами). Это позволило бы надежно выделить в первых вступлениях волны от границы Мохоровичича и исключить влияние горизонтальной неоднородной среды для более точного определения типа ее скоростной модели. Однако поставить такого рода работы во время рейса г/с "Георгий Максимов" не удалось, так как на борту были только пневмоисточники, обеспечивающие длину годографа лишь 30–50 км. Тем не менее проведенные исследования позволили ответить на вопрос о преобладающих скоростях сейсмических волн в верхней части коры, что имеет немаловажное значение для определения типа коры.

Аппаратура и методика эксперимента. Исследования проводились донными станциями, сконструированными в Институте физики Земли АН СССР [6]. В схему станции входят сейсмометр, усилитель сейсмических сигналов, генератор подмагничивания, электронные кварцевые часы и источники питания. Способ непосредственной записи сейсмических сигналов на магнитном носителе с высокочастотным подмагничиванием обладает оптимальными характеристиками для аппаратуры данного типа. Этот способ отличается максимальной плотностью записи информации и наибольшей простотой в конструктивном исполнении. В качестве преобразователя сейсмических колебаний

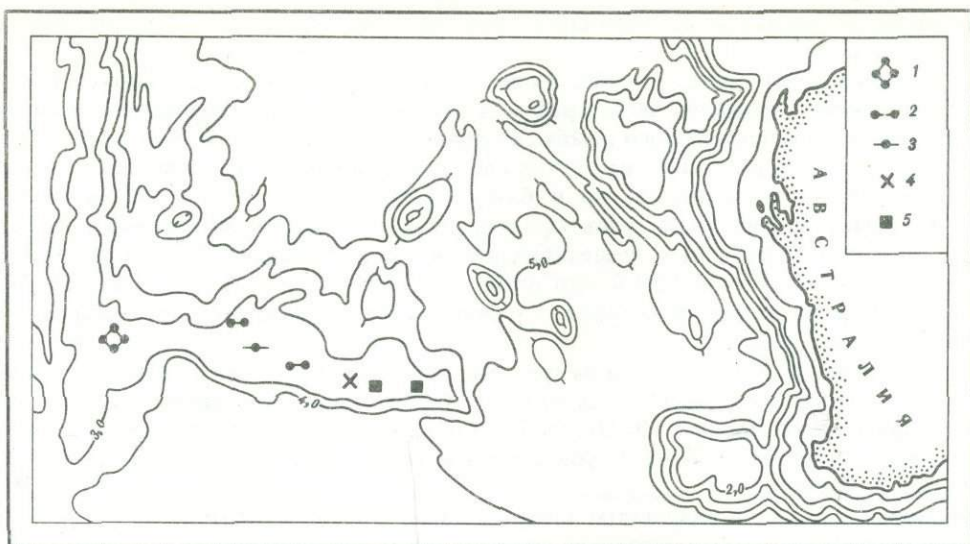


Рис. 1. Расположение точек сейсмического зондирования в районе Западно-Австралийского хребта 1—3 — г/с "Георгий Максимов"; 4 — нис "Витязь" [3,4]; 5 — американские работы [5]. Изобаты даны в км. Точки определяют количество донных станций и форму всей установки

в электрические использовался вертикальный сейсмометр НС-3. Для того чтобы этот прибор сохранял вертикальную ориентацию независимо от положения контейнера со станцией, он был смонтирован на кардановом подвесе, жестко закрепленном на крышке контейнера.

Станция обеспечивала непрерывную регистрацию сейсмической информации в течение 8—9 сут при питании от батарей. Использовались два параллельных канала записи на различных уровнях чувствительности, что позволило существенно расширить суммарный динамический диапазон записи (до 60 дБ). Частотный диапазон каналов регистрации 3—23 Гц.

Калибровка сейсмических каналов производилась путем записи набора электрических сигналов от 3 до 300 мкВ с изменяющейся частотой (от 1 до 40 Гц) от механического генератора постоянных амплитуд на магнитную ленту непосредственно перед постановкой и после подъема станции. Отметки времени обеспечивались записью на трех независимых параллельных каналах кода абсолютного времени, минутных отметок и тактовой частоты 32 Гц.

Воспроизведение сигналов, записанных донными станциями, производилось на регистраторе дискретного действия и шлейфовом осциллографе, что позволяло сразу получать монтажа сейсмограмм.

В качестве источника сейсмических сигналов использовались пневмопушки разного объема: 3, 10 и 30 л. Опытным путем был подобран оптимальный режим работы пневмоисточников, глубина их погружения, удаление от кормы. Интервал между отдельными выстрелами пушки составлял 1 мин. Этого было достаточно, чтобы звуковые волны от одного выстрела успевали затухать и не накладывались на полезную запись следующей посылки. "Прострелка" проводилась при скорости судна 6 узлов, которая оказалась оптимальной для достаточной густоты сейсмических записей. Расстояние между трассами "прострелки" составляет 170—200 м, что вполне достаточно для фазовой корреляции основных волн. Использованные пневмоисточники позволили получить годографы длиной 30 км, в отдельных случаях — до 50 км.

Работы проводились отдельными зондированиями: на дно опускались от одной до четырех станций и между ними обрабатывались профили. Всего было выполнено четыре

зондирования, три из них располагались вдоль вершины хребта, одно — на его северном склоне (см. рис. 1).

Наиболее полная система наблюдений, состоявшая из четырех донных станций, была выполнена в западной части хребта на меридиане 88° в.д. Станции были выставлены в вершинах неправильного ромба со средним расстоянием между ними 20–30 км. Эта установка была рассчитана на оценку сейсмичности данного региона, т.е. не только Западно-Австралийского хребта, но и близко расположенного Восточно-Индийского хребта. Однако за несколько суток стоянки станций записи землетрясений не обнаружены. Для целей глубинных исследований каждая пара станций была "прострелена" профилями общей длиной 50 км, что позволило получить в этой точке зондирования несколько пар встречных годографов. Глубина океана в этом месте 2500–3000 м, мощность осадков до 1000 м.

В средней части хребта Брокен на трех участках были выполнены одиночные зондирования: выставлялись один-два прибора и отрабатывался профиль, параллельный простиранию хребта, длиной 70–100 км с центром в месте стоянки прибора. Методика "прострелки" оставалась та же. Глубина моря изменялась от 2500 до 3000 м, мощность осадков 1,5–2 км.

Волновая картина и результаты интерпретации. Волновая картина получается несколько разной для самого западного зондирования и остальных зондирований в средней части хребта.

На западе в первых вступлениях наблюдаются три основные волны. Первая почти сразу от станции имеет скорость около 3,1 км/с. Она прослежена до удалений 8–10 км, далее ее сменяет волна со скоростью 5 км/с, а на удалениях 20–22 км в первые вступления выходит волна со скоростью 7,5 км/с, которая регистрируется до 45 км (рис. 2).

Во вторых вступлениях прослеживаются кратнопеломленные волны, параллельные первым вступлениям с временным отставанием 1,5 с, и звуковая волна. Последняя имеет сложную форму записи с постоянным затуханием первых нескольких фаз и с появлением более интенсивных последующих вступлений. Между ними часто образуются области тени, в которых выделить звуковую волну не удастся. Осредненный годограф этой групповой волны имеет нормальную для воды кажущуюся скорость 1,5–1,6 км/с, но отдельные фазы, которые четко коррелируют между собой на коротких участках профиля, характеризуются кажущимися скоростями до 2 км/с и более. Сложная запись звуковой волны и прерывистость ее корреляции свидетельствуют о том, что использовать ее для определения расстояния между станциями и взрывами можно только на небольших удалениях от источника. В нашем конкретном случае контролем правильности определения расстояний по звуковой волне были данные спутниковой навигации.

Волновая картина, полученная на трех зондированиях в средней части Западно-Австралийского хребта, примерно одинакова, но значительно отличается по кажущимся скоростям первых волн от картины, описанной для западного зондирования. На рис. 2, а приведены сводный годограф первых волн этих трех зондирований (кривая 2) и соответствующий годограф для западного участка (кривая 1). Как видно на рисунке, до удалений 20 км эти годографы совпадают между собой, далее на кривой 1 выделяется ветвь с кажущейся скоростью 7,5 км/с, а на кривой 2 таких больших скоростей не наблюдается, они не превышают 6,1 км/с.

Построение моделей земной коры по полученным годографам проводилось путем решения обратной сейсмической задачи для однородно-слоистой среды с горизонтальными границами. Использовался метод t_0 головных волн, при котором учитывалась многослойность покрывающей толщи, пластовые скорости приравнялись к кажущимся скоростям отдельных ветвей годографа первых волн.

Полученные модели приведены на рис. 2. Там же для сравнения даны модели Френсиса [5] (кривая 3) и Непрочнова [3] (кривая 4), построенные для восточной части хребта Брокен, и соответствующие им расчетные годографы. Модель Френсиса показана не полностью, на глубине 20 км в ней выделяется граница Мохоровичича. Соответ-

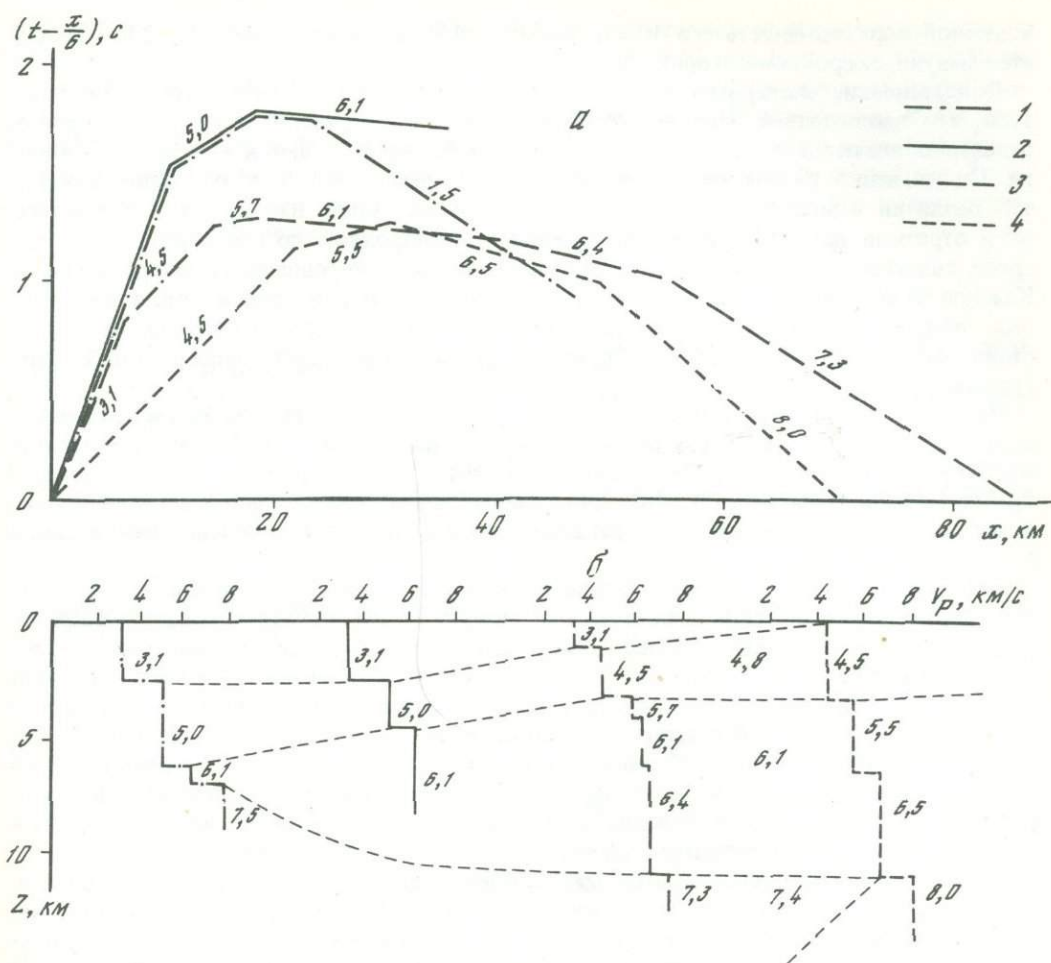


Рис. 2. Редуцированные годографы первых волн для сейсмических зондирований Западно-Австралийского хребта (а) и соответствующие им модели земной коры (б)

Зондирования г/с "Георгий Максимов": 1 - в западной (система 1 на рис. 1) и 2 - в средней (точки 2, 3 на рис. 1) части хребта; 3 - нис "Витязь" [3, 4]; 4 - американские исследования [5] (точка 5 на рис. 1). Цифры на годографах - кажущиеся скорости, у моделей - пластовые скорости (км/с)

ствущая ей ветвь годографа со скоростью 8,1 км/с выделяется в виде первых вступлений на удалениях более 100 км.

Сопоставляя все эти построения, можно сделать вывод о значительной горизонтальной неоднородности земной коры хребта Брокен. Реальность этой неоднородности доказывается существенным различием в наблюдаемых годографах, полученных на разных участках хребта. Правда, эти различия для моделей Френсиса и Непрочнова оказались не столь великими, как можно было ожидать по самим моделям. Действительно, расчетные времена для них в интервале удалений 20-50 км практически совпадают. Выделение в этом интервале отдельных ветвей годографов с кажущимися скоростями 5,6-6,5 км/с может быть проведено по-разному. Есть все основания объединить соответствующие точки в обеих моделях в один слой со средней пластовой скоростью 6,1 км/с (см. рис. 2). Глубже этого слоя модели различаются более существенно, что хорошо видно по расчетным годографам на удалениях более 50 км. По модели Френсиса здесь существует слой с сейсмической скоростью 7,3 км/с, который отнесен

к земной коре, мощность его 40 км. По модели Непрочнова с глубины 12 км начинается мантия, скорость в которой 8 км/с.

Сопоставление экспериментальных годографов, полученных этими авторами, показало, что наблюдаемые времена образуют довольно широкую область с разбросом отдельных значений до 0,5 с. Расчетные годографы располагаются внутри этой области. Существенно различаются и встречные годографы. Это дает основание считать, что различия в моделях, построенных путем схематизации наблюдаемых времен серий отрезков прямых при предположении об однородной по горизонтали слоистой среде, связаны в большей мере с общей неоднозначностью решения такого рода задачи. Каждую из моделей на современном этапе можно считать равновероятной, и для решения вопроса о мощности коры Западно-Австралийского хребта необходимы дополнительные эксперименты ГСЗ со встречными системами достаточно длинных годографов.

Что касается верхней части коры, то по обеим моделям в верхних 10 км под осадочным слоем со скоростью сейсмических волн 4,5 км/с располагаются породы со средними скоростями 6–6,1 км/с. Этот же слой выделен и на зондированиях в средней части хребта (см. рис. 2, модель 2). Он располагается на несколько большей глубине (около 4 км), и выше него выделяются два слоя осадков со скоростями сейсмических волн 3,1 и 5 км/с.

Принципиально другая модель получена в западной части хребта (кривая 1 на рис. 2). В ней практически нет слоя со скоростями порядка 6 км/с и сразу под осадками наблюдаются высокие скорости — более 7 км/с. Это различие мы считаем принципиальным, так как наличие в коре довольно мощного слоя со скоростями сейсмических волн около 6 км/с дает основание относить ее к переходному типу между океанической и континентальной. Слой с такими скоростями на континентах имеет мощность 10–15 км и связан с гранито-гнейсовыми породами. Наряду с большой мощностью всей земной коры этот слой является определяющим признаком континентальной коры. Существование его в коре Западно-Австралийского хребта можно интерпретировать как реликт бывшей континентальной коры.

Таким образом, проведенные на хребте Брокен сейсмические исследования показали существенную неоднородность земной коры этого поднятия. Неясным до сих пор является вопрос о мощности земной коры, но есть все основания считать ее достаточно большой (до 20 км). Очевидным является наличие в коре восточной и средней частей хребта слоя со скоростями около 6 км/с. Это дает основание отнести земную кору хребта к переходному типу.

Учитывая, что Западно-Австралийский хребет, скорее всего, являлся в недавнем геологическом прошлом частью континента и, следовательно, мог иметь толстую континентальную кору, можно предположить, что в процессе опускания этой бывшей суши мощность коры уменьшилась и увеличилось содержание пород основного ряда в ее низах. Преобразование коры происходило неравномерно. Наиболее переработанной оказалась западная часть хребта, структура коры которой практически уже не отличается от коры окружающих глубоководных частей океана.

Представляет интерес исследование характера перехода коры сводовой части хребта, имеющей переходный тип, в океаническую при движении на север по пологому склону поднятия. Если этот переход происходит резко, то можно будет установить древнюю окраину континента, если постепенно, то это будет свидетельствовать о полной переработке больших участков бывшей континентальной коры в океаническую.

А B S T R A C T

Results of deep seismic sounding of the West-Australian Ridge crust are subjected to critical analysis. Methods and technique of seismic sounding conducted during the 1979 expedition of h/s "Georgy Maksimov" are described. Combined reduced time-graphs of primary waves on all the parts of the Ridge are given. The wave behaviour and their spatial variations are

analyzed in detail. According to the obtained time-graphs models of the crust are made by solving an inverse problem for homogeneously layered media with horizontal boundaries. The comparison of models for different parts of the aseismic uplift proves considerable horizontal inhomogeneity of its crust, which is manifested mainly by the absence of the layer with ~ 6 km/s velocity in the western part of the Ridge, while this layer is present in the eastern part where it is rather thick. The West-Australian Ridge crust may be related to the transitional type. Its thickness is not exactly determined due to the ambiguous interpretation, though there are all the reasons to consider it rather thick — up to 20 km.

ЛИТЕРАТУРА

1. Удинцев Г.Б., Павленкова Н.И. 1-й рейс г/с "Георгий Максимов" по программе Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР // *Океанология*. 1979. Т. 19, Вып. 4. С. 749–751.
2. Удинцев Г.Б., Коренева Е.В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана // *Геотектоника*. 1980. № 6. С. 13–22.
3. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 177 с.
4. Непрочнов Ю.П., Ковылин В.М., Ельников И.Н. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в Индийском океане в совместной экспедиции исследовательских судов "Академик Курчатов" и "Витязь" // *Докл. АН СССР*. 1969. Т. 185, № 4. С. 113–120.
5. Francis T.J.G., Raitt R.W. Seismic refraction measurement in the southern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 12. P. 3015–3041.
6. Зверев С.М., Акимов Г.Н., Новиков В.С. и др. Аппаратура для глубинного сейсмического зондирования и изучения местных землетрясений на море и на суше // *Сейсмические приборы*. М.: Наука, 1978, № 11, С. 75–77.

УДК 552 (267)

С.А. Силантьев

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Восточная часть Индийского океана характеризуется гораздо меньшей геологической изученностью по сравнению с западной. Существующие данные о вещественном составе земной коры этого района свидетельствуют о том, что магматические породы фундамента образовались не только в результате океанического рифтогенеза, но в ряде случаев были сформированы при процессах, не связанных непосредственно с магматической деятельностью в пределах срединно-океанических хребтов. Образцы пород, сплывающих земную кору юго-восточной части Индийского океана, были получены при драгировании океанического дна в экспедициях нис "Витязь" и "Дмитрий Менделеев", а также при бурении с борта судна "Гломар Челленджер". Расположение станций этих судов, на которых были обнаружены породы фундамента, приведено на рис. 1.

Петрография магматических и метаморфических пород юго-восточной части Индийского океана. В о с т о ч н о - И н д и й с к и й х р е б е т. Серия драгировок, проведенная в 54-м и 58-м рейсах нис "Витязь" в центральной части хребта, позволила получить каменный материал, представленный разнообразными магматическими и метаморфическими породами. Г.Л. Кашинцев и Г.Б. Рудник [1] приводят следующие сведения об этих породах: ст. 6742 (восточный склон хребта, $13^{\circ}01'$ ю.ш., $91^{\circ}15'$ в.д., 5800–4400 м) — толеитовые базальты и долериты, высокоглиноземистые и щелочные базальты. Базальты представлены главным образом порфиоровыми разностями, содержащими вкрапленники оливина, плагиоклаза (An_{70-65}); в основной массе — плагиоклаз и авгит. На той же станции были подняты также лерцолиты, гарибургиты, серпентиниты, габбро-амфиболиты, диориты, гранат-актинолит-хлорит-эпидотовые и эпидот-хлоритовые сланцы. Во всех разностях метагипербазитов фиксируются проявления значитель-

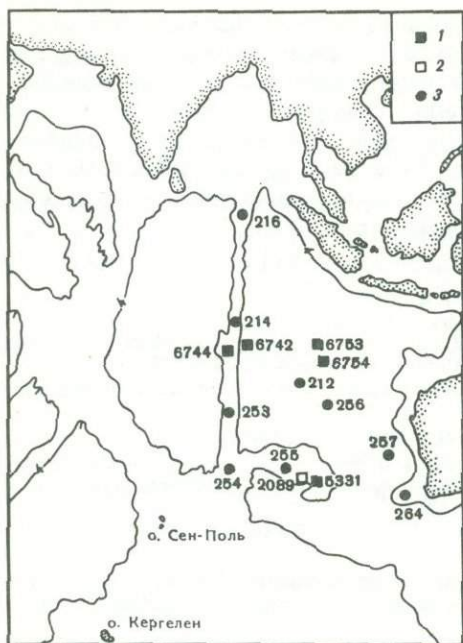


Рис. 1. Расположение станций, на которых были подняты изверженные породы фундамента
1 — нис "Витязь"; 2 — нис "Дмитрий Менделеев"
3 — б/с "Гломар Челленджер". Дана изобата 4 км.
Цифры — номера скважин и станций

ного катаклаза. Габбро-амфиболиты сложены пироксеном, плагиоклазом ($Ап_{68}$) и амфиболом, присутствуют также амфибол-хлорит-талковые разности. Диориты сложены плагиоклазом ($Ап_{40}$), роговой обманкой, сфеном, титаномагнетитом, апатитом и цирконом.

На расположенной восточнее ст. 6744 (5200–4480 м) подняты базальты, щелочные долериты и андезиты, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки и кварца.

Скважины б/с "Гломар Челленджер", пробуренные в пределах хребта, достигли фундамента на станциях 214, 216, 253 и 254. На станциях 214 и 216 обнаружены обогащенные железом толеитовые базальты, ферробазальты и так называемые океанические

андезиты [2]. Скв. 253 вскрыла стекловатые и субвариолитовые оливиновые базальты с высоким (до 15%) модальным содержанием оливина [3]. Кемпе [3] указывает, что в этих породах возможно также присутствие пироксена. В скв. 254 были получены три типа базальтов (сверху вниз): гиало-офитовые с вкрапленниками плагиоклаза ($Ап_{68}$), с пироксеном и нацело измененным оливином; амигдалоидные лавы с обильным оливином; брекчированные интенсивно измененные базальты, почти целиком состоящие из смектита с подчиненным количеством полевого шпата, амфибола, пироксена и кварца [3].

Западно-Австралийская котловина (котловина Уортон). На расположенной в северо-западной части котловины ст. 6753 нис "Витязь" (54-й рейс, $14^{\circ} 22'$ ю.ш. и $98^{\circ} 31'$ в.д., 4500 м) при драгировании были подняты серпентиниты (в том числе апогардбургиты), лерцолиты, оливиновые вебстериты, габбро-нориты, катаклазированные и амфиболитизированные габбро, долериты и базальты [4]. Г.Л. Кашинцев и Г.Б. Рудник указывают, что по минеральному составу и структурным признакам эти породы очень сходны с породами ст. 6742. В 58-м рейсе нис "Витязь" коренные породы драгированы со дна котловины на ст. 7413 и представлены порфировыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами.

Изверженные породы фундамента котловины Уортон получены также при бурении на станциях 212, 256 и 257. Скв. 212, пройденная в глубочайшей части котловины, вскрыла метаморфизованные плагиобазальты с редким оливином; вторичные минералы представлены смектитом, хлоритом и пумпеллиитом [5]. В скважинах 256 и 257 были пройдены свежие толеитовые базальты с нормативным кварцем [3]. Порфировые базальты ст. 257 состоят из фенокристов эндиопсида и зонального плагиоклаза ($Ап_{91-63}$); основная масса породы сложена авгитом и плагиоклазом ($Ап_{73}$). На ст. 256 пробурены стекловатые оливиновые базальты [3]. При бурении в районе подводного плато Натуралиста на ст. 264 пройдены вулканокластические породы, по составу варьирующие от андезито-базальтов и андезитов до риолитов [8]. В риолитах отмечаются игнимбритовые структуры.

Западно-Австралийский хребет. О вещественном составе земной коры в районе хребта можно судить только по материалам, собранным в 36-м рейсе нис "Витязь" и в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (скв. 255 б/с "Гломар Чел-

ленджер" не достигла пород фундамента). При драгировании в 36-м рейсе нис "Витязь" на ст. 5331 (южный скалистый склон хребта, $32^{\circ}24'$ ю.ш. и $98^{\circ}25'$ в.д., 3386 м) были подняты базальты и долериты.

Петрографическое изучение этих пород позволило по минералогическим и структурным признакам выделить две группы базальтоидов: 1) долериты и микродолериты, а также их измененные аналоги (диабазы); 2) афировые амигдалоидные плагиобазальты. К долеритам относятся полнокристаллические породы, сложенные плагиоклазом, пироксеном и редким оливином. Плагиоклаз представлен крупными лейстами и по составу отвечает лабрадору. Моноклинный пироксен, в котором нередко наблюдаются двойники, соответствует авгиту. Оливин в изученных породах не сохранился и о его редком первоначальном присутствии можно судить по псевдоморфозам боулингита. Рудный минерал долеритов представлен в значительной степени окисленными зернами титаномагнетита. В некоторых образцах присутствует ильменит. В результате процессов зеленокаменного изменения в долеритах Западно-Австралийского хребта фиксируется обычная в этом случае ассоциация вторичных минералов: хлорит + эпидот + альбит. При этом плагиоклаз подвергается соскюритизации и альбитизации, а клинопироксен частично замещается хлоритом. Вторая группа базальтоидов представлена афировыми базальтами, обогащенными плагиоклазом и характеризующимися интерсерпентальной структурой. В мелкокристаллическом мезостазисе этих пород крайне редко наблюдаются вкрапленники плагиоклаза. Мезостазис неравномерно хлоритизирован, присутствуют также единичные зерна эпидота. В целом изменения в базальтах второй группы проявляются слабо и заключаются главным образом в выполнении миндалин хлоритом, кварцем и кальцитом. Миндалины оторочены черной стекловатой коркой закалывания.

Обломки коренных пород были драгированы вблизи ст. 5331 нис "Витязь", на ст. 2089 нис "Дмитрий Менделеев" [6]. Здесь были подняты пузырчатые базальты, состоящие из стекла с вкрапленниками оливина и клинопироксена, образующих гломеропорфиновые сростания. Большинство пород затронуто зеленокаменными изменениями. Кроме базальтоидов, на этой станции были подняты обломки кислых эффузивов.

С юга Западно-Австралийский хребет ограничивает разломная зона Оби, в которой обнаружены серпентиниты, пироксениты и габброиды [5].

Остров Кергелен. Сводка по петрографическим и геохимическим особенностям магматических пород о-ва Кергелен приведена в работе Уоткинса с коллегами [7]. По их мнению, наиболее древние породы острова имеют позднеолигоценый—раннемиоценовый возраст (определен K-Ar методом). Остров состоит главным образом из базальтовых щитовых вулканов гавайского типа, которые с подчиненными типами интрузивов составляют 6000 км³ надводной части острова. С щитовыми базальтами связаны покровы щелочных и толеитовых базальтов; в юго-западной части острова с ними ассоциируют немногочисленные потоки риолитовых лав. К стратовулканам приурочены лавы щелочных базальтов. Проявления базанитов известны на юго-востоке острова. На полуостровах Ронарк и Жанны Д'Арк в тесной ассоциации с базанитами присутствуют некки фонолитов. Потоки и дайки трахитов образуют широкий пояс, простирающийся с северо-запада на юго-восток. Интрузивные породы относятся к комплексу Ралье-дю-Бати, расположенному в юго-западной части острова. С этим комплексом связаны габбро, диориты, сиениты и нордмаркиты, с ним также ассоциируют лавы щелочных эффузивов, близких по составу к гавайитам.

Петрохимические и геохимические особенности изверженных пород юго-восточной части Индийского океана. Восточно-Индийский хребет. По данным работы [2], базальты скважин 214 и 216 характеризуются высоким содержанием литофильных редких (Sr, Ba, Zr) и легких элементов (таблица). Эти породы при относительно низком содержании CaO и MgO обогащены Fe и Ti (см. таблицу и рис. 2) и отличаются низким содержанием Ni и Cr. Океанические андезиты скв. 214 при содержании SiO₂ > 55 мас. % обнаруживают повышенное содержание щелочных металлов. Толеито-

**Химический состав изверженных пород юго-восточной части Индийского океана
(окислы – в мас. %, редкие элементы – в ppm)**

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47,71	48,43	47,57	48,80	51,13	46,85	47,50	47,52	46,90	69,80	48,10
TiO ₂	1,10	1,09	1,15	2,84	1,34	2,50	1,23	1,27	3,20	0,60	2,35
Al ₂ O ₃	14,62	14,71	13,94	13,20	14,50	13,82	15,20	14,09	14,30	12,90	14,90
Fe ₂ O ₃	3,32	4,52	4,35	6,12	2,19	9,95	4,13	4,41	9,30	4,30	14,60
FeO	8,12	7,04	7,47	9,45	6,81	7,80	7,60	7,46	6,70	0,70	
MnO	0,16	0,16	0,16	0,27	0,13	0,25	0,28	0,20	—	—	—
MgO	8,48	8,15	8,62	6,56	8,20	4,25	9,45	9,55	6,20	9,50	6,45
CaO	9,75	9,47	8,95	6,60	12,05	4,00	7,13	8,13	7,50	1,60	9,04
Na ₂ O	3,00	2,80	3,16	2,71	2,47	3,91	3,95	3,00	4,30	3,70	2,75
K ₂ O	0,21	0,19	0,21	0,05	0,07	1,69	0,34	0,31	0,80	3,30	0,37
P ₂ O ₅	0,07	0,10	0,08	0,28	0,08	0,42	0,03	0,03	—	—	0,19
CO ₂	0,46	0,46	0,29	0,58	0,53	0,71	0,03	0,03	—	—	5,83
H ₂ O ⁺	2,73	3,06	3,33	1,72	0,47	3,26	2,35	3,39	—	—	
Сумма	99,73	100,18	99,28	99,18	99,97	99,41	100,02	99,61	99,2	97,40	104,58
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	226	842	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	280	550	117
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	300	126	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	140	11	53
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	70	22	43
Hf	2,9	2,8	2,1	4,3	1,8	4,9	—	—	6,4	10,9	3,9

Компо- ненты	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	47,19	48,60	49,10	49,76	47,84	49,50	48,76	49,26	49,01	48,30
TiO ₂	2,53	1,15	3,25	1,12	1,42	2,50	2,55	2,48	0,82	0,86
Al ₂ O ₃	15,11	15,95	15,35	14,83	14,25	13,31	12,93	13,30	14,47	15,08
Fe ₂ O ₃	13,96	2,75	6,45	6,47	5,97	3,06	3,55	3,58	2,22	2,91
FeO		5,00	3,40	4,18	7,00	10,21	9,83	9,56	6,04	4,41
MnO	—	0,10	0,17	0,16	0,20	0,23	0,17	0,18	0,24	0,16
MgO	7,68	11,80	4,64	6,32	5,92	6,06	6,02	6,22	8,66	9,05
CaO	10,02	9,00	9,27	9,60	10,16	10,43	9,71	9,62	12,51	11,99
Na ₂ O	2,52	2,4	3,90	2,80	2,35	2,66	2,67	2,68	2,05	2,23
K ₂ O	0,27	0,19	0,37	0,85	0,46	0,24	0,24	0,25	0,05	0,41
P ₂ O ₅	0,29	0,14	0,20	0,19	0,30	0,25	0,22	0,26	0,10	0,09
CO ₂	—	—	—	—	—	0,28	0,97	0,39	1,05	1,26
H ₂ O ⁺	—	0,70	1,90	1,50	1,12	0,60	0,90	0,65	0,74	1,08
Сумма	99,57	97,18	98,00	97,78	97,0	99,42	98,42	98,43	97,96	97,83
Ba	44	—	—	—	—	25	40	25	40	150
Zr	159	—	—	—	—	200	200	200	100	100
Y	49	—	—	—	—	50	50	50	50	25
Sr	172,4	—	—	—	—	165	160	160	75	100
Ni	150	—	—	—	—	130	110	100	140	150
Cr	—	—	—	—	—	105	110	110	300	335
Hf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: 1–3, 5, 7, 8 – толеиты, 4, 6 – плагиобазальты, 9 – базальты, 10 – риолиты [6]; Восточно-Индийский хребет: 11–18, 20–23 – базальтоиды, 19 – андезиты [2, 13], 24–27 – базальтоиды [1]; котловина Уортон: 28–33 – базальтоиды [3]; плато Натуралиста: 34, 35 – андезиты,

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
49,50	52,20	46,60	47,20	49,20	50,27	51,07	58,36	49,01	49,69	46,02
2,75	0,98	0,74	2,62	1,72	2,85	2,70	1,39	2,08	2,16	0,75
13,50	18,30	16,70	14,80	14,30	14,71	13,82	16,22	15,21	14,88	16,99
13,80	6,92	10,50	12,70	11,50	11,72	12,71	8,70	14,91	13,14	10,03
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,57	7,87	14,80	8,10	11,10	5,63	5,69	2,33	7,11	6,06	12,99
8,79	9,67	8,38	9,94	7,20	9,83	9,40	5,91	8,34	10,47	10,69
2,57	3,05	1,49	2,63	2,11	2,84	2,58	4,10	1,93	2,59	1,05
0,90	0,32	0,40	0,16	0,74	0,85	1,02	2,72	0,59	0,31	0,33
0,22	0,35	0,09	0,28	0,18	0,32	0,26	0,84	0,17	0,21	0,03
3,79	5,94	7,51	5,46	8,25	-	-	-	-	-	-
102,39	105	107	104	106	99,02	99,25	100,6	99,35	99,51	99,18
-	-	-	-	-	89	102	268	7	11	10
180	200	50	200	200	178	166	349	142	156	34
-	-	-	-	-	34	40	70	40	39	33
-	-	-	-	-	19,26	177,1	282,9	111,4	181	75,55
45	-	310	200	-	43	42	3	62	48	376
25	460	640	360	140	-	-	-	-	-	-
4,1	3,6	0,94	3,9	3,1	-	-	-	-	-	-

33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
50,42	47,20	54,00	57,4	49,00	49,44	50,80	45,75	59,48	48,40	48,70
0,99	2,1	1,5	1,5	2,12	1,21	2,45	3,26	0,37	3,58	1,76
14,72	17,8	16,3	12,2	15,46	15,65	15,82	12,45	18,95	12,60	18,40
1,81	10,7	4,3	8,4	12,49	8,35	12,84	10,93	3,54	16,70	12,20
8,45	0,52	4,9	2,6	0,00	4,49	0,00	0,00	2,29		
0,19	0,14	0,11	0,17	0,17	0,17	0,17	0,21	0,16	-	-
7,43	1,6	4,7	1,8	7,14	4,84	3,75	10,75	0,84	5,17	4,32
11,70	8,6	5,6	3,5	10,36	10,76	7,99	9,85	2,30	8,18	10,10
2,06	3,2	2,3	2,4	2,54	3,13	3,70	3,53	6,00	3,02	2,92
0,06	1,0	1,9	3,8	0,48	1,32	1,58	2,20	5,99	0,46	0,45
0,10	0,27	0,25	1,2	0,23	0,64	0,48	1,06	0,38	0,82	0,35
0,32	2,3	0,04	0,70	-	-	-	-	-	2,25	0,60
0,48	2,3	2,8	3,0	-	-	-	-	-		
98,73	97,7	98,7	98,7	99,99	100	100,1	99,99	100,3	101,1	99,80
25	70	280	900	-	352,0	-	651,4	-	-	-
100	140	130	200	-	-	-	-	-	-	-
50	50	50	110	-	-	-	-	-	-	-
70	300	240	120	335,8	459,0	-	1081,4	-	-	-
115	42	14	-	99,9	27,0	-	-	-	-	-
165	243	75	26	143,4	16,5	-	-	-	-	-
-	3,8	3,8	7,0	-	-	-	-	-	-	-

36 - риодацит [8]; о-в Кергелен: 37, 38 - базальтоиды, 39 - гавайиты, 40 - базанит, 41 - трахиты [7]; о-в Сен-Поль: 42, 43 - базальтоиды [13].

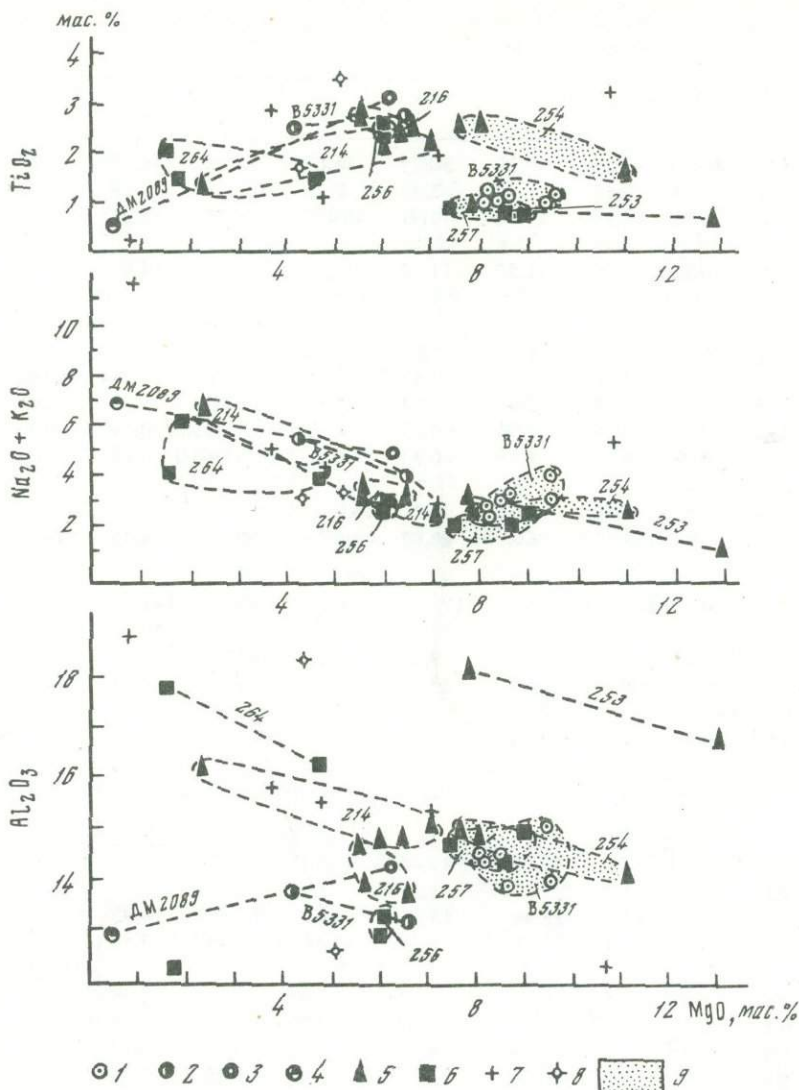
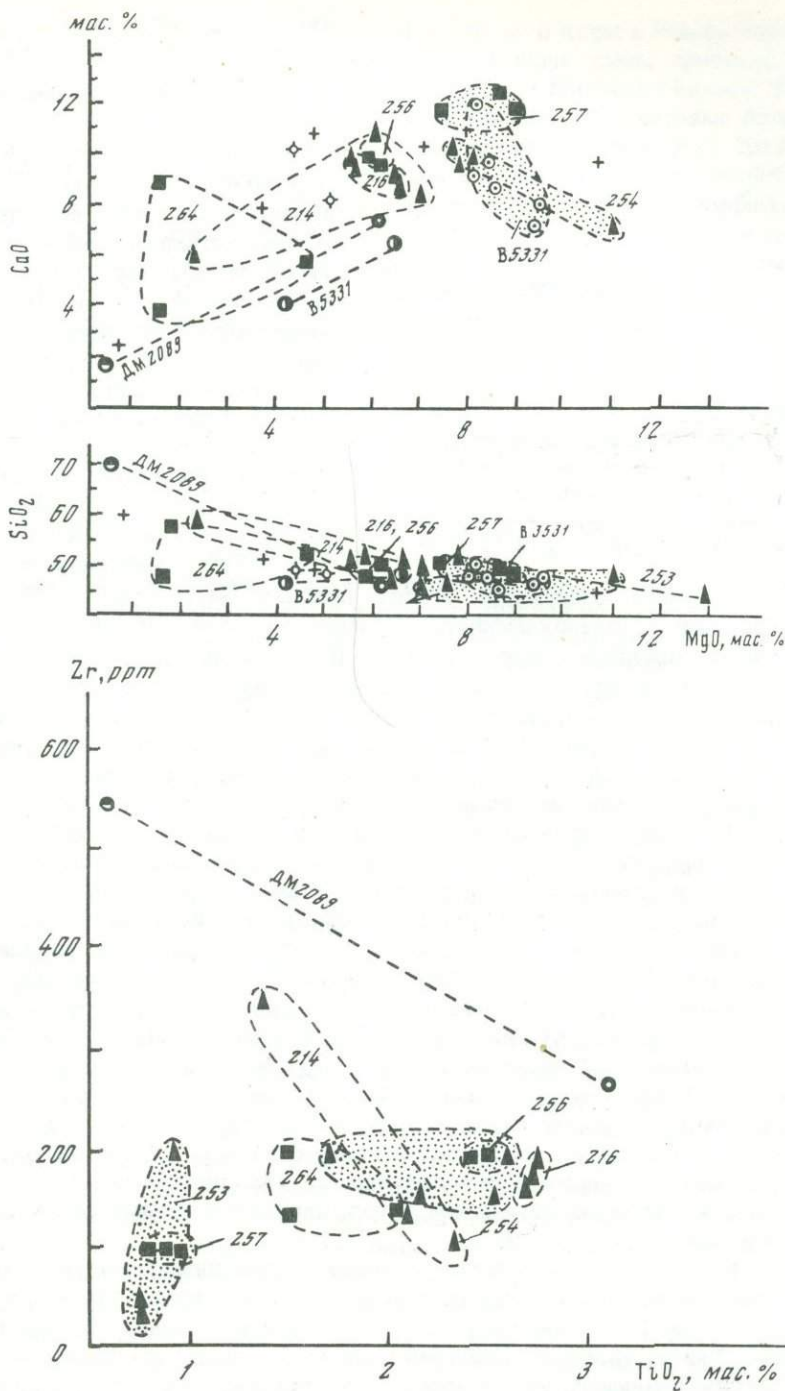


Рис. 2. Вариации содержания главных элементов в изверженных породах юго-восточной части Индийского океана

1 — толеитовые базальты, 2 — субщелочные плагиобазальты, 3 — базальты [6] и 4 — риолиты [6] Западно-Австралийского хребта; 5 — базальтоиды Восточно-Индийского хребта [1, 2, 3, 13]; 6 — базальтоиды и андезиты котловины Уортон [5, 8]; 7 — базальтоиды и щелочные породы о-ва Кергелен [7]; 8 — базальтоиды о-ва Сен-Поль [13]; 9 — поля составов, наиболее близких к примитивным толеитам срединно-океанических хребтов. Цифры — номера станций: ДМ — "Дмитрий Менделеев", В — "Витязь"

вые базальты (скважины 253 и 254) обогащены легкими редкоземельными элементами, а также Zr и Hf.

Западно-Австралийская котловина. Базальты скв. 256, как и базальты Восточно-Индийского хребта, обнаруживают высокое содержание Fe и Ti (при относительно пониженном — Al_2O_3 и SiO_2) (см. таблицу, рис. 2). Этим породам свойственно также аномально низкое содержание MgO . По петрохимическим параметрам эти породы близки к железо-титанистым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия (скв. 32) [3]. Базальты, пройденные скв. 257, по Кемпе, близки к типичным прими-



тивным толеитам MORB и не обнаруживают обогащения Fe и Ti. Базальтоиды плато Натуралиста (скв. 264), как указал Форд [8], принадлежат к известково-щелочной серии, что подтверждается их ассоциацией с андезитами и риолитами. Андезито-базальты и андезиты скв. 264 обогащены U и Zr [8]. Отмечается также высокое содержание в этих породах Sc и Sr.

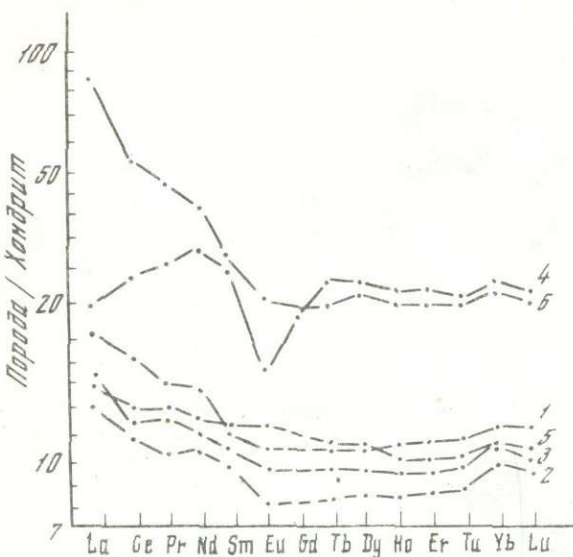


Рис. 3. Содержание редкоземельных элементов в базальтоидах Западно-Австралийского хребта

1-6 — номера образцов в таблице

Западно-Австралийский хребет. Геохимическое изучение базальтоидов хребта свидетельствует о присутствии в этой части Индийского океана двух типов магматических пород и позволяет получить информацию, важную в решении вопроса их генезисе. Содержание главных и редкоземельных элементов и указывает на то, что долериты и микродолериты ст. 5331 нис "Витязь" близки по составу к океаническим толеитам MORB. Об этом же свидетельствует их нормативный (по CIPW) минеральный состав.

Несколько повышенное содержание в этих породах Na_2O обусловлено, по-видимому, процессами зеленокаменного изменения; той же причиной может быть объяснено пониженное содержание CaO . Вместе с тем плагиобазальты хребта обнаруживают существенные отклонения по химическому составу от средних составов MORB. В этих породах фиксируется крайне высокая железистость наряду с высоким содержанием Р и Тi (см. рис. 2). Содержание легких редкоземельных элементов в плагиобазальтах ст. 5331 аномально высокое для океанических толеитов; эти породы также характеризуются высоким суммарным содержанием редкоземельных элементов (до 140) (рис. 3). Базальтоидам второй группы свойственна также существенная неоднородность по содержанию K_2O (0,05—1,69 мас.%). Поскольку проанализированные образцы изменены в одинаковой степени и наблюдаются положительные корреляции между содержанием K_2O , редкоземельных элементов и железистостью, можно полагать, что вариации в содержании K_2O связаны с эволюцией расплава, родоначального для плагиобазальтов Западно-Австралийского хребта. В отличие от долеритов и микродолеритов базальтоиды второй группы на треугольнике Ol-Di-Pl (рассчитанном по нормам CIPW) отклоняются от поля составов океанических рифтогенных толеитов, построенного по более 1500 анализам толеитов [9]. Риолиты, поднятые на ст. 2089 нис "Дмитрий Менделеев", характеризуются, по данным М.И. Кузьмина и соавторов [6], высоким содержанием Ва и элементов группы железа. Те же авторы указывают на то, что риолиты хребта по геохимическим параметрам наиболее близки к кислым эффузивам Исландии. Плагиобазальты ст. 5331 нис "Витязь", по-видимому, относятся к той же серии магматических пород, наиболее кислыми дериватами которой являются риолиты.

Остров Кергелен. Данные по геохимии изверженных пород острова довольно скудны. Распределение в эффузивах покровов Курбе главных элементов, по мнению Т.В. Молчановой [10], свидетельствует об их происхождении за счет процессов магматической дифференциации. Первыми при этом кристаллизовались толеитовые базальты, а при последующем увеличении щелочности и кислотности — конечные продукты этого процесса: кварцевые микросиениты, фonoлит-трахиты и щелочные микрограниты. Изотопные соотношения Hf-Sr-Nd в габброидах и базальтах о-ва Кергелен демонстрируют их близость к породам океанических островов Южной Атлантики (о-ва Тристан-да Кунья) [11].

Возможный генезис пород фундамента юго-восточной части Индийского океана и сопутствующие ему геодинамические режимы. Приведенные петрохимические и геохи-

мические данные подтверждают гетерогенность земной коры в юго-восточном секторе Индийского океана. Ассоциации пород, обнаруженные здесь, присущи по крайней мере четырем важнейшим типам геоструктурных зон Мирового океана: 1) срединно-океаническим хребтам, зонам океанического спрединга (толеитовые базальты, скважины 253, 254, 257 "Гломар Челленджер", ст. 5331 нис "Витязь" и ст. 2089 нис "Дмитрий Менделеев"; 2) трансформным разломам и участкам их пересечений со срединно-океаническими хребтами (гипербазиты, серпентиниты, габбро и амфиболиты, станции 6742, 6753 нис "Витязь", желоб Оби); 3) океаническим островам и континентальным рифтам (базальт-риолитовые контрастные серии, щелочные базальты и трахиты, станции 6742, 6744, 5331 нис "Витязь", ст. 2089 нис "Дмитрий Менделеев", скважины 214, 216 "Гломар Челленджер"; 4) островным дугам (андезито-базальты, андезиты, риолиты известково-щелочной серии, скважины 264, 214 "Гломар Челленджер", ст. 6744 нис "Витязь").

Проблема происхождения Восточно-Индийского хребта до сих пор вызывает оживленные дискуссии. Многие авторы [2, 12, 13] полагают, что это поднятие трассирует след "горячей точки", расположенной в пределах хребта Кергелен в районе о-ва Хёрд. По этой модели предполагается образование Восточно-Индийского хребта при движении Индоокеанской плиты над указанной "горячей точкой" во временном интервале средний мел — ранний олигоцен, тот же механизм в рассмотренной модели инициировал излияния траппов Декана. Следует, однако, подчеркнуть, что данные по геохимии пород Восточно-Индийского хребта и деканских траппов не позволяют распространять модель "горячей точки" на всю восточную часть Индийского океана [13].

Сложность геологического строения Восточно-Индийского хребта заставила некоторых авторов применять в отношении к нему комбинированные генетические модели. Склэйтер и соавторы [14], например, считают, что к северу от 8° ю.ш. Восточно-Индийский хребет можно рассматривать как след "горячей точки", в то время как южнее этой широты более приемлема модель трансформного разлома. Тот факт, что в пределах Восточно-Индийского хребта встречаются метагипербазиты, габброиды и габбро-амфиболиты, указывает на то, что в этой части Индийского океана значительные массы пород, слагающих нижние горизонты коры, могли испытывать воздымание таким же образом, как идентичные образования большинства трансформных разломов. В этой связи кажется перспективным предположение Томпсона и Мелсона [15] о том, что в пределах трансформных разломов возможны проявления щелочных базальтов и их интрузивных аналогов и что процессы формирования океанической коры в трансформных разломах и срединно-океанических хребтах имеют фундаментальные различия. Распространенные в пределах Восточно-Индийского хребта и Западно-Австралийской котловины щелочные, железо-титанистые базальты характерны также для асейсмичных хребтов, которые развиты в Индийском океане значительно шире, чем в Атлантическом и Тихом [16]. Наблюдаемое в некоторых из этих пород обогащение редкоземельными элементами, по мнению Н.М. Сушевой и др. [16], может объясняться разной глубиной мантийных очагов выплавления родоначальных магм. Иными словами, эта геохимическая особенность базальтоидов, по-видимому, отражает вертикальную геохимическую неоднородность верхних горизонтов мантии. Западно-Австралийская котловина, по Лайндику и Дэвису [17], образовалась в результате спрединга со скоростью 6 см/год, который начался около 130 млн лет назад и осуществлялся в направлении с севера на юг. Изверженные породы известково-щелочной серии, пробуренные на плато Натуралиста, как указывает Форд [8], неизвестны среди вулканических образований прилегающей к этому району Индийского океана юго-западной части Австралии. Игнимбритовые структуры, наблюдаемые в риолитах скв. 264, определенно указывают на то, что по меньшей мере частично эффузивы плато Натуралиста были сформированы в субаральных условиях. Форд считает, что это плато может относиться или к погруженной вулканической островной дуге, или к континентальной окраине вулканического орогенного пояса, связанного с ранним этапом формирования восточной части Индийского океана.

Результаты проведенного петролого-геохимического исследования магматических пород Западно-Австралийского хребта, поднятых на ст. 5331 нис "Витязь", подтверждают правомочность выделения для этого района Индийского океана двух групп базальтоидов. Породы первого типа по петрохимическим признакам близки к океаническим толеитам, а по содержанию редкоземельных элементов (обогащенность лантаноидами) напоминают базальты, полученные при бурении в районе хребта Рейкьянес [18] и в районе работ FAMOUS [19] (Северная Атлантика). Вторая группа базальтоидов представлена щелочными базальтами, типичными для океанических островов и континентальных рифтогенных структур.

М.И. Кузьмин и его соавторы на основании изучения материала, полученного в 25-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев", пришли к выводу, что в строении Западно-Австралийского хребта участвует весь спектр пород океанической коры и что он имеет первично-океаническое происхождение [6]. Важно подчеркнуть, что этим авторы выделили также две группы пород: 1) "зеленокаменно-измененные диабазы"; 2) щелочные базальты, дациты и риолиты. Последние рассматриваются как дифференциаты щелочно-базальтовой магмы. Можно предполагать, что внутри второй группы базальтоидов ст. 5331 фиксируются признаки дифференциации родоначальной магмы, отличающейся по составу от толеитовых расплавов MORB, которая привела, в частности, к накоплению К в наиболее железистых и богатых летучими компонентами породах. Заметим, что долериты и микродолериты первой группы обнаруживают отчетливое (хотя в гораздо меньшей степени, чем базальты второй группы) обогащение легкими редкоземельными элементами. Вследствие этого, по-видимому, нельзя исключать возможности образования обоих типов пород из одного источника.

Вопрос о происхождении щелочных базальтов хребта Брокен нельзя считать окончательно решенным, так как их геохимические свойства в равной степени характерны для щелочных эффузивов океанических островов и для базальтов континентальных рифтовых систем.

Имеющиеся в настоящее время данные не позволяют однозначно судить о тектонической позиции двух выделенных типов базальтоидов хребта. Тектоническая история восточной части Индийского океана, по Гамилтону [20], определяется отделением в эоцене Австралии и Западно-Австралийского хребта от восточной части Антарктики и плато Кергелен. Тот же автор считает, что Западно-Австралийский хребет, плато Кергелен и плато Натуралиста могут представлять собой фрагменты континентальной коры. В то же время Уоткинс и соавторы рассматривают щелочные базальты, трахиты и их интрузивные аналоги о-ва Кергелен как поздние дифференциаты щелочно-базальтовых магм, типичных для океанических островов, и указывают на отсутствие данных, подтверждающих континентальную природу плато Кергелен [7].

Геохимическое и петрологическое сходство некоторых изверженных пород хребтов Брокен и Кергелен согласуется с представлениями о том, что некогда обе структуры представляли собой единое целое. Модель, рассматривающая оба этих хребта как фрагменты существовавшего до спрединга обширного вулканического плато, кажется удовлетворительной. Однако сериям щелочных пород этих структур мог соответствовать также геодинамический режим рифтогенеза в условиях континентальной коры. Поэтому, несмотря на то что в настоящее время нет прямых петрографических данных, указывающих на присутствие континентальных пород в рассмотренном секторе Индийского океана, нельзя исключать возможность сохранности реликтов континентальной коры, существовавшей здесь в доэоценовое время [21].

Автор признателен Н.М. Суцевской и Л.В. Дмитриеву за полезное обсуждение работы.

ABSTRACT

Data on composition of the eruptive rocks of Ninetyeast and Broken Ridges, the Wharton Basin and the Kerguelen island are analyzed. Petrological and geochemical data prove the heterogeneity of the south-eastern part of the Indian ocean. In this region several types of crust

are distinguished, which were formed at different geodynamic modes: 1) in the process of spreading; 2) in volcanic island arc; 3) within oceanic islands and/or as a result of rifting of continental crust.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б.* Новые данные о базальтах Восточно-Индоокеанского хребта//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 5-12.
2. *Frei F.A., Chien Min Sung.* Geochemical results for basalts from sites 253 and 254//Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1974. Vol. 26. P. 567-572.
3. *Ketpe D.R.C.* The petrology of the basalts. Leg. 26//Ibid. Wash., 1974. Vol. 26. P. 465-505.
4. *Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б.* Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана//Океанология. 1973. Т. 13, вып. 5. С. 848-851.
5. *Hekinian R.* Petrology of igneous rocks from Leg 22 in the Northeastern Indian Ocean//Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1973. Vol. 22. P. 413-436.
6. *Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Батырмурзаев А.С.* Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан)//Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 900-905.
7. *Watkins N.D., Gunn B.M., Nouger J., Baksi A.K.* Kerguelen: continental fragment or oceanic Island?//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 2. P. 201-212.
8. *Ford A.B.* Volcanic rocks of Naturaliste Plateau, Eastern Indian Ocean, site 264. Leg. 28//Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Wash. 1975. Vol. 28. P. 821-835.
9. *Суцневская Н.М.* Первичный расплав океанических толеитов и вариации состава базальтов второго сейсмического слоя Атлантического океана: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ им. В.И. Вернадского АН СССР, 1982. 25 с.
10. *Молчанова Т.В.* Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан)//Геотектоника. 1972. № 2. С. 37-46.
11. *Patchett P.J.* Hafnium isotope results from Mid-Ocean Ridges and Kerguelen//Lithos, 1983. Vol. 16, N 1. P. 47-51.
12. *Duncan R.A.* Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Eastern Indian Ocean//J. Volcanol. and Geothermal Res. 1978. Vol. 4, N 3/4. P. 283-306.
13. *Mahoney J.J., Macdougall J.D., Lugmair C.W., Gopalan K.* Kerguelen hotspot source for Rajmahal Traps and Ninetyeast Ridge?//Nature. 1983. Vol. 303, N 5916. P. 385-389.
14. *Slater J.G., von der Borch C.C.* et al. Regional synthesis of the results from JOIDES Leg 22 in the Eastern Indian ocean//Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1973. Vol. 22. P. 815-832.
15. *Thompson G., Melson W.G.* The petrology of oceanic crust across Fracture Zone in the Atlantic ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading//J. Geol. 1972. Vol. 80, N 5. P. 526-538.
16. *Суцневская Н.М., Колесов Г.М., Кононкова Н.Н., Прокопцев Н.Г.* Геохимия базальтовых стекол дна Индийского океана и Красного моря: Тез. докл. 6-й Всесоюз. школы по морской геологии (Геленджик, 1984 г.). М.: Наука, 1984. 48 с.
17. *Luyendyk B.P., Davies T.A.* Results of DSDP Leg 26 and the geologic history of the southern Indian Ocean//Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1974. Vol. 26, P. 909-943.
18. *Tarney J., Sounders A.D., Weaver S.D.* et al. Minor elements geochemistry of basalts from Leg 49. North Atlantic Ocean//Ibid. Wash., 1979. Vol. 49. P. 657-670.
19. *Flower M.F.J., Robinson P.T., Schmincke H.-U., Ohnmacht W.* Petrology and geochemistry of igneous rocks DSDP. Leg 37//Ibid. Wash., 1979. Vol. 37. P. 658-681.
20. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region//Geol. Surv. Profess. Pap. 1078. Wash. 1979. 335 p.

СТРОЕНИЕ ДНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И МЕСТО В НЕЙ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОГО ХРЕБТА

Система срединно-океанических рифтогенальных хребтов Индийского океана состоит из трех ветвей: юго-восточной (Австрало-Антарктический хребет), северо-западной (Центрально-Индийский и Аравийско-Индийский хребты) и юго-западной (Африкано-Антарктический хребет). Эти три ветви георифтогенальной системы делят океан на три сектора: восточный, западный и южный. Поднятия ложа океана иной природы, чем рифтогенальная, делят каждый сектор на ряд котловин. Общие схемы морфоструктуры и тектоники дна Индийского океана даны, например, Хейзенем и Тарп [1], Г.Б. Удинцевым [2], Ю.М. Пушаровским и П.Л. Безруковым [3], а на основе концепции тектоники литосферных плит — Склейтемом и др. [4]. Обобщение новых данных по рельефу дна Индийского океана в целом и его северо-восточной части в частности нашло место на Генеральной батиметрической карте океанов (ГЕБКО) масштаба 1:10 000 000 [5].

Западно-Австралийский хребет занимает важное место в структуре дна восточной части Индийского океана, и понимание его происхождения существенно для представлений о развитии этой части океана в целом. Восточный сектор океана ограничен на востоке континентом Австралии и Зондской островной дугой, на севере — южной окраиной континента Евразии. По юго-восточному краю его обрамляет Австрало-Антарктический рифтогенальный срединно-океанический хребет. Подводные хребты — Западно-Австралийский, Восточно-Индийский и Мальдивский — делят этот сектор океана на котловины: Южно-Австралийскую, Западно-Австралийскую, Центрально-Индийскую и Аравийскую.

Западно-Австралийский хребет представляет собой обширное поднятие, протягивающееся в широтном направлении почти на 800 миль. На западе оно смыкается с южной оконечностью Восточно-Индийского хребта, а на востоке к его северному склону примыкает ориентированный в северо-восточном направлении хребет Ист-Индияман [5]. От подводной окраины континента Австралии Западно-Австралийский хребет отделен Пертской котловиной. В целом хребет имеет асимметричный профиль: южный край его, поднят и образует сравнительно узкий гребень (с глубинами 1200—1500 м), обрубленный на юге крутым (до 30—40°) склоном, тогда как на северной стороне склон пологий (около 1°) и переходит в поверхность плато (с глубинами 2400—2700 м). Южный склон хребта имеет почти прямолинейные очертания, несколько осложненные кулисообразно лежащими обрывами. Северный край, местами выраженный невысоким, но довольно крутым уступом, оконтуривается изобатой 4000 м и обладает извилистыми очертаниями. При этом наиболее резким выступом его является хребет Ист-Индияман. Поэтому ширина Западно-Австралийского хребта варьирует от 150 до 380 миль [6, 7].

Южный склон хребта падает крутым обрывом ко дну желобов (с глубинами 4700—5600 м), отмечающих западное окончание зоны разлома Дамантина — одной из крупнейших в Индийском океане. Эта зона разлома тянется на 1500 миль от западной части Большого Австралийского залива, служит структурным обрамлением юга Западной Австралии и Пертской котловины и продолжается вдоль подножия южного склона Западно-Австралийского хребта. Зона разлома Дамантина — это узкая линейная зона дробления фундамента, выраженная в рельефе дна кулисообразно расположенными желобами (с глубинами более 5500—6000 м) и разделяющими их гребнями (с глубинами менее 3000—4000 м). Максимальные глубины в желобах достигают здесь 7102 м (желоб Дамантина), 6791 м (желоб Дордрехт) и 5657 м (желоб Обь). Ширина зоны разлома Дамантина около 60—100 миль [8, 9].

Примечательной особенностью морфологии Западно-Австралийского хребта является выровненная абразией поверхность его гребня. Фундамент гребневой части хребта раз-

дроблен системой кулисообразных разломов на ряд блоков, вершины которых срезаны абразией. Ширина абразионной поверхности и ее глубины несколько изменяются от блока к блоку. Ширина 5—40 миль, глубина 1460—1170 м. Минимальные глубины (563 и 960 м) соответствуют вершинам небольших холмов, поднимающихся над южными краями абразионных террас. Эти холмы имеют вулканическое происхождение и сложены щелочными базальтами.

В толще гребневой части Западно-Австралийского хребта под поверхностью более сильного отражателя, играющего роль акустического фундамента, сейсмическим профилированием выявлены слои, наклонно падающие к северу примерно под тем же углом, что и современная поверхность северного склона, покрытая согласно залегающими слоями рыхлых осадков. В гребневой части хребта эти наклонные слои срезаны абразией, и там рыхлые осадки очень небольшой мощности лежат на них несогласно. Скв. 255 на гребне хребта показала, что срезанные абразией пласты пород акустического фундамента, имеющие суммарную мощность 500—1000 м, представлены мелководными сантонскими кремнистыми сланцами и известняками с глауконитом, содержат остатки иноцерамов, мелководные кокколитофориды [10]. На абразионной поверхности несогласно лежит среднеэоценовый гравий с обломками раковин моллюсков и мшанок. Выше этих мелководных осадков лежит тонкий (55 м) покров миоцено-голоценовых илов, однотипных с современными осадками подобных глубин. В строении фундамента Западно-Австралийского хребта участвуют магматические породы основного и кислого состава. Это щелочные базальты, диабазы, кварцевые долериты, риолиты и дациты [8, 11]. По составу базальты и кварцевые долериты Западно-Австралийского хребта очень близки к базальтам Банбери и кварцевым долеритам Западной Австралии. По данным М.И. Кузьмина и его соавторов [12], риолиты Западно-Австралийского хребта близки к кислым вулканитам Исландии. Формирование всей базальт-риолитовой ассоциации авторы работы [12] относят к палеоцену, поскольку для риолитов определен возраст 56 ± 3 млн лет.

Структура акустического фундамента Западно-Австралийского хребта резко отличается от структуры фундамента срединно-океанических хребтов Индийского океана. Спокойное залегание пологонаклонных слоев, первоначально горизонтальных или почти горизонтальных в период накопления мелководных осадков мелового времени, соответствует представлениям о платформенной структуре. Спокойное магнитное поле в области хребта, нарушаемое редкими аномалиями, совпадающими с линиями разломов фундамента, также не имеет ничего общего с упорядоченно линейными аномальным полем рифтогенных систем. Глубинное сейсмическое зондирование, выполненное Фрэнсисом и Райтом, а затем Ю.П. Непрочновым [13], показало наличие в составе коры слоев со скоростями 4,4—4,7; 5,5—5,81 км/с, характерными для коры континентального типа. Мощность коры под хребтом по этим данным достигает 20 км, что согласуется с результатами сейсмологических исследований Сурье [14] о разуплотнении литосферы под хребтом до глубины около 40 км. Все это позволяет с достаточным основанием предполагать континентальный, частично переработанный фундамент Западно-Австралийского хребта.

По результатам бурения, блок фундамента в позднемиоценовое время был частью островного или континентального шельфа. Слои акустического фундамента залежали в то время, очевидно, горизонтально или почти горизонтально. Они получили наблюдаемый сейчас наклон и были подняты в результате дислокаций в палеоцене до уровня волнового воздействия, а затем срезаны абразией в южной части блока. В результате регионального погружения в миоцене они оказались на глубинах накопления пелагических осадков.

Был ли шельф позднемиоценовое время островным или континентальным — это вопрос, не решаемый однозначно, если пользоваться только геохимическими результатами исследований коренных пород и данными глубинного сейсмического зондирования. Одни эти данные допускают возможность предположения как континентальной, так и океанической природы фундамента. Например, М.И. Кузьмин и его соавторы

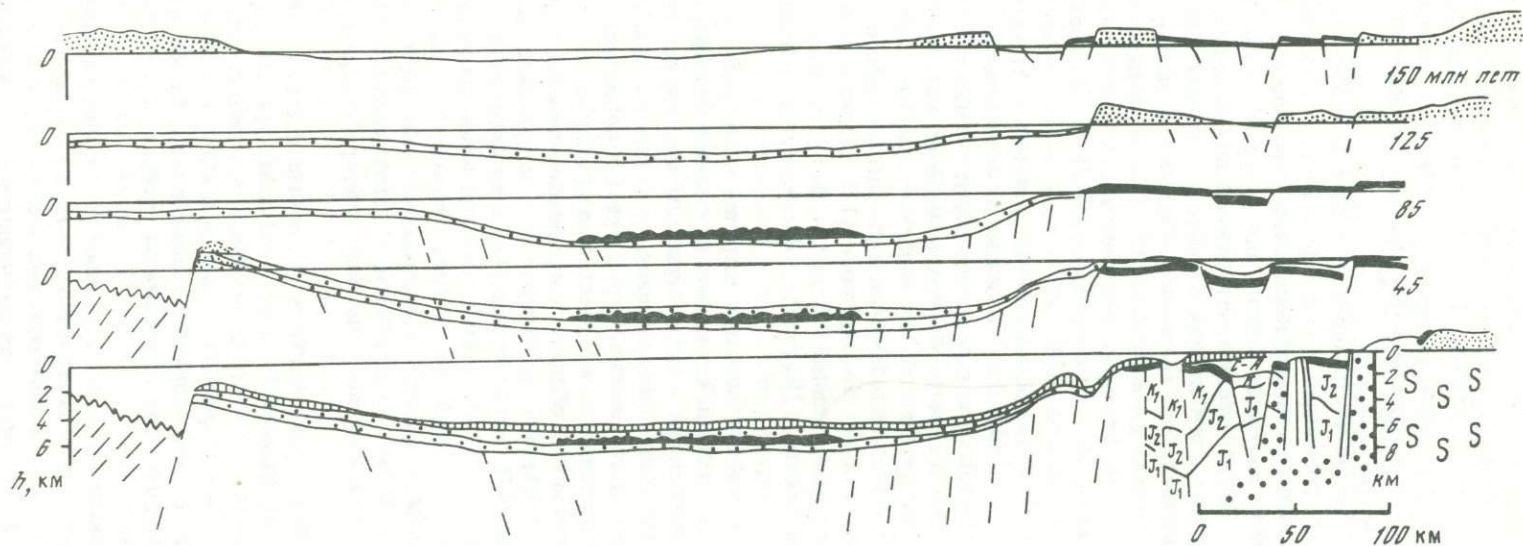


Рис. 1. Схема развития восточной части Индийского океана по условному профилю от Австралии до Западно-Австралийского хребта

1 – архейский фундамент Западно-Австралийского щита; 2 – метаморфически измененный архейский фундамент; 3 – осадочное заполнение начальных стадий периокеанического рифтогенеза (юра–ранний мел); 4 – базальтовые покровы начальных стадий океанизации (ранний–поздний мел); 5 – осадочное заполнение завершающих стадий периокеанического рифтогенеза (поздний мел–палеоцен) и начальных стадий океанизации; 6 – осадочный чехол завершающих стадий океанизации; 7 – рифтогенальные структуры срединно-океанического хребта (олигоцен–плейстоцен); 8 – разломы; 9 – надводные массивы суши

[12] определенно считают Западно-Австралийский хребет типичной океанической структурой. В то же время, используя упоминавшиеся выше морфоструктурные особенности, характер магнитного поля, данные о глубинном строении земной коры [14] и в особенности результаты палинологического анализа базальных осадков из скважин 254 и 214 на примыкающей к Западно-Австралийскому хребту южной части Восточно-Индийского хребта [15], можно с достаточным основанием прийти к выводу о континентальной природе обоих этих хребтов, сделанному в свое время Г.Б. Удинцевым и Е.В. Кореновой [6]. Согласно этим выводам, в центральной части Индийского океана еще недавно (вплоть до миоцена) существовал значительный массив континентальной суши, реликт Гондваны — Лемурия, предполагавшийся ранее по биогеографическим данным. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о значительных размерах этой континентальной суши и о ее былых континентальных связях с Индией и Австралией. Погружение в мелу на глубины шельфового моря значительных пространств Гондваны привело к образованию ряда глубоких котловин и значительных пространств шельфов, к обособлению Лемурии, а развитие процесса рифтогенеза с начала палеоцена — к ее распаду и океанизации с формированием рифтогенальных срединно-океанических хребтов и океанических котловин, среди которых местами сохранились относительно устойчивые блоки — микроконтиненты (рис. 1). К их числу относятся Западно-Австралийский хребет, Маскаренский хребет, о-в Мадагаскар, плато Кергелен и др. Таким образом, данные по геоморфологии Западно-Австралийского хребта важны для представлений о развитии Индийского океана в целом.

Восточно-Индийский хребет получил название хребта Девяностого градуса (Ninetyeast Ridge), так как он тянется практически прямолинейно вдоль 90-го меридиана в.д. на огромном расстоянии (почти 2600 миль). На севере отвечающее ему поднятие фундамента обнаруживается под толщей осадков конуса выноса Ганга и Брахмапутры (так называемого Бенгальского конуса) еще на 12–18° с.ш., а в рельефе дна хребет появляется на 8° с.ш. и продолжается на юг до 35° ю.ш. В районе 30° ю.ш. он смыкается с западной частью Западно-Австралийского хребта и, продолжаясь на юг, утыкается в северный фланг Австрало-Антарктического хребта. На всем протяжении Восточно-Индийский хребет сохраняет примерно одинаковую ширину (около 120 миль) и высоту (3000–4000 м) над ложем океана. Глубины над гребневой частью хребта преимущественно 2000–3000 м, местами существуют отдельные поднятия в форме холмов и невысоких гор; минимальные глубины над ними 847, 870, 1530 и 2103 м. Почти на всем протяжении хребта его профиль асимметричен по высоте склонов: подножие западного склона лежит на глубинах 4000–5000 м, восточного — на глубинах 5000–5500 м. Вдоль подножия восточного склона тянется желоб с глубинами до 5781 м, а вдоль западного склона такого желоба нет.

Хребет обладает характерной блоковой морфологией: у него относительно крутые (местами до 20–25°) склоны и относительно ровная вершинная поверхность, около 30–45 миль. В строении склонов хребта важную роль играют сбросовые уступы. По простирацию хребет делится на многочисленные блоки, разделенные разломами и грабенами. Раздробленность хребта на множество блоков обуславливает вариации асимметрии хребта: как правило, блоки асимметричны в профиле, но у одних блоков более крутым является западный обрывистый склон, у других — восточный. Рассекающие тело хребта разломы имеют преимущественно северо-восточное простираение, а в северной части хребта — местами почти широтное. Для южной части хребта характерно кулисообразное расположение блоков. Самый южный блок выделяется своей большой шириной, общей массивностью. Он служит как бы "замковым камнем" в месте сочленения Восточно-Индийского и Западно-Австралийского хребтов. Минимальная глубина над выровненной вершинной поверхностью этого блока 1240 м, ширина вершинной поверхности почти 100 миль. Аномален по морфологии блок плато Осборн: он примыкает к западному склону Восточно-Индийского хребта на 15° ю.ш. и обладает изометрическими очертаниями. Минимальная глубина над вершинной поверхностью плато Осборн 1596 м.

Черты тектонической морфологии Восточно-Индийского хребта выражены очень ярко, причем тектоническая активность хребта продолжалась длительное время, поскольку сбросы разбивают не только фундамент, но в значительной мере и покрывающий его чехол осадков. Мощность этого чехла варьирует от 100 м над выступами фундамента до 700–1000 м в понижениях. Пробуренные на хребте скважины 217, 216, 214, 253 и 254 позволяют идентифицировать наблюдаемые в пределах осадочного чехла отражатели перерыва осадконакопления и смены мелководных осадков глубоководными [16]. В северной части хребта (скважины 217 и 216) мелководный режим осадконакопления мела, палеоцена и эоцена сменился глубоководным в олигоцене. В средней части субазральные и мелководные осадки накапливались в палеоцене (скв. 214) и сменились глубоководными в эоцене. На юге хребта мелководное осадконакопление шло в эоцене и сменилось глубоководным в олигоцене (скв. 253) и в миоцене (в самой южной оконечности его, скв. 254). Погружение, как видно, развивалось в южном направлении.

Акустический фундамент Восточно-Индийского хребта, по данным глубоководного бурения, сложен базальтовыми лавами, излившимися в мелководных условиях в позднем мелу (скв. 216), палеоцене (скв. 214), эоцене (скважины 253 и 254). По составу базальты Восточно-Индийского хребта близки к базальтам Исландии и Фарерских островов, а в скв. 214 к ним прибавляются андезиты, также идентичные андезитами Исландии.

Глубинное строение фундамента, по данным сейсмического зондирования, очень сходно со строением Западно-Австралийского хребта: налицо слои со скоростями 3,8–4,3; 4,7–5,8 и 7,1–7,5 км/с; мощность коры около 12 км [17]. По данным сейсмологических исследований [14], и под этим хребтом отмечается разуплотненность верхней мантии на глубину до 40 км [15].

В магнитном поле хребта, как и на Западно-Австралийском хребте, нет характерных линейных аномалий рифтогенного происхождения, но имеются аномалии, связанные с разломами меридионального и северо-восточного простираний, подчеркивающие блоковую тектоническую раздробленность. Примечательна аномально слабая намагниченность самого южного блока хребта, позволяющая предполагать преимущественную роль осадочных пород в его строении.

В гравитационном поле Восточно-Индийского хребта существует полоса повышенных значений силы тяжести в редукции свободного воздуха, связанная, по мнению А.Г. Гайнанова, с подъемом к поверхности массы основных пород [17]. Это, в свою очередь, может объяснить, по предположению О.М. Русакова и С.В. Карабовича [18], наблюдаемое сейсмологическими методами резуплотнение верхней мантии на глубину до 40 км.

Полоса положительных аномалий силы тяжести, свойственная Восточно-Индийскому хребту, прослеживается на север, за пределы его морфологического выражения, в область Бенгальского залива.

Ярко выраженная блоковая структура Восточно-Индийского хребта позволяет усомниться в гипотезе, согласно которой он рассматривается как след движения литосферной плиты над "горячей точкой" мантии. Несравненно правдоподобнее предположение о связи блоковых структур фундамента хребта и лавовых покровов на них с крупной зоной разлома. Спорным является вопрос о первичной природе этого фундамента: океанической или континентальной. Континентально-шельфовый характер базальных осадков в скважинах, присутствие в них континентального комплекса пыльцы и спор наземных растений позволяют отдавать предпочтение представлению о континентальной природе (так же, как и для Западно-Австралийского хребта). Погружение континентального массива и останца оседания вдоль линейамента на 90° в.д. происходило с севера на юг, обусловив синрифтовое обособление центральной части Индоокеанского массива Гондваны—Лемурии, а позднее — разрушение ее в результате рифтогенеза.

Мальдивский хребет, подобно Восточно-Индийскому хребту, протягивается в меридиональном направлении и своим южным концом также упирается во фланг срединно-океанического Центрально-Индийского хребта. На севере он является прямым морфо-

логическим продолжением южной части выступа п-ова Индостан, отделяясь от его шельфа лишь верхним уступом континентального склона и смыкаясь с его нижней частью на глубинах более 1500 м. Общая протяженность хребта 1600 миль. Ширина хребта в основании около 150—200 миль. Вершинная поверхность его выровнена и имеет ширину 60—120 миль, а склоны круты и узки.

Хребет обладает характерной блоковой морфологией. Цоколь его разбит рядом поперечных разломов. На вершинной поверхности хребта располагаются три группы коралловых островов и рифов: Лаккадивские на севере, Мальдивские в средней части и Чагос на юге. Большая ширина островов и рифов, мощная толща коралловых известняков, устанавливаемая сейсмическим зондированием, глубоководные террасы — все это свидетельствует о формировании коралловой надстройки хребта в условиях значительных погружений его фундамента. Поперечные профили хребта асимметричны, подобно профилям Восточно-Индийского хребта: вдоль подножия восточного склона тянется желоб с глубинами более 4500—5000 м (максимальная глубина 5408 м). К западному склону южной части хребта практически вплотную примыкает восточный фланг Центрально-Индийского хребта. Восточный склон северной части хребта на значительном протяжении примыкает к нижней части континентального склона Индостана.

Акустический фундамент хребта, вскрытый в его южной части (скв. 238), представлен пузырьчатыми (излившимися в мелководных условиях) базальтовыми лавами олигоцена, перекрытыми мелководными осадками нижнего олигоцена. Их сменяют с перерывом глубоководные осадки верхнего олигоцена—плейстоцена. В северной части хребта скв. 219 вошла в содержащие продукты размыва трапш Декана (монтмориллонит, глауконит) мелководные известняки, песчаники и алевроиты позднего палеоцена с фауной, близкой к фауне палеоцена осадков Восточного Индостана. Смена мелководных условий осадконакопления глубоководными произошла, скорее всего, в среднем эоцене—олигоцене [16, 19].

По данным сейсмического зондирования, верхняя толща (1500—2500 м) гребневой части хребта сложена коралловыми известняками и вулканитами (3—3,5 км/с), коррелируемыми с толщами палеоцена—плейстоцена Камбейского залива. Ниже лежит 4—5-километровая толща вулканитов (3,85—5 км/с) и 10-километровая толща "базальтов" (6,84 км/с), а в понижении между островами Мальдивскими и Чагос отмечен слой со скоростями 6,13 км/с, мощностью 5 км [17].

Под Мальдивскими островами мощность этой толщи возрастает до 5000 м. Бен Аврахам и Банс интерпретируют эту толщу как отложения юрского и мелового времени, генетически связанные с отложениями того же возраста на континенте в районе Кача [20]. Это позволяет рассматривать блок хребта, несущий Мальдивские острова, в качестве микроконтинента.

Характер залегания осадочной толщи хребта подчеркивает глыбовую структуру его фундамента, разбитого многочисленными разломами. Мощность коры под хребтом варьирует от 20 км в северной части до 17 км в средней и 15 км в южной части. Хребту в целом соответствуют зоны аномальных магнитного и гравитационного полей, протягивающихся в меридиональном направлении на континент, в область Камбейского гребена.

М.Р. Пустильников с соавторами [21] высказал предположение о связи Мальдивского хребта с линеamentом, продолжающим на юг Индо-Памирскую глубинную зону. Но несмотря на то, что морфологически Мальдивский хребет вплотную прилегает к континентальному склону Индостана, возможность прямого продолжения на нем базальтового покрова трапш Декана для них спорна, поскольку сейсмическим зондированием установлено уменьшение мощности этих трапш в сторону океана и даже отделение их от базальтовых покровов океанского дна поднятием докембрийского фундамента, образующего обрамление палеовпадин Западного Индостана.

Однако Наини и Талвани [22], сопоставляя результаты сейсмического зондирования на Мальдивском хребте в районе Лаккадивских островов с данными о строении коры Индийского щита и учитывая данные по скв. 219, полученные Сиддики и Сухесвала

[19], предполагают продолжение сюда траппов Декана и вообще континентальной коры. Этот вывод вместе с выводом Бен Аврахама и Банс о континентальной коре под Мальдивскими островами приводит к представлению о континентальной, хотя и редуцированной, коре Мальдивского хребта в целом.

По морфологии, строению и истории развития Мальдивский хребет чрезвычайно сходен с Восточно-Индийским хребтом. Представляется наиболее вероятным, что его блоковый цоколь является останцом оседания на линеаменте, разделяющем крупные блоки континента Гондваны. Останцы оседания были надстроены вулканическими образованиями и в процессе погружения — коралловыми рифами. В отличие от Восточно-Индийского хребта погружение оказалось наиболее значительным в южной части.

Три описанных крупных поднятия в северо-восточной части океана разделяют его на четыре крупные котловины: Южно-Австралийскую, Западно-Австралийскую, Центральную и Аравийскую.

Южно-Австралийская котловина имеет огромную протяженность и сравнительно малую ширину. Она тянется от южного выступа подводной окраины Восточной Австралии на востоке до южной оконечности Восточно-Индийского хребта почти на 3000 миль. Южным обрамлением ее служит Австрало-Антарктический хребет, северный фланг которого располагается примерно на 52° ю. ш. к югу от Восточной Австралии, на 42° ю. ш. к югу от Большого Австралийского залива и на 35° ю. ш. у южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Наибольшая ширина котловины — до 600 миль в районе Большого Австралийского залива, на крайнем востоке и западе она сужается до 200–250 миль. Восточная часть котловины оконтуривается изоботой 5000 м, западная (называемая также котловиной Амстердам) — изоботой 4000 м. В восточной половине глубины достигают 5773 м даже над плоским ложем абиссальной равнины, тогда как в западной они превышают 5000 м только в узких желобах зоны разлома Диамантина. Северное обрамление восточной части котловины образует континент Австралии. Его восточную часть и южный выступ, несущий с-в Тасмания и подводную Южно-Тасманову возвышенность, слагают структуры палеозойской складчатой системы, тогда как среднюю и западную части — протерозойские образования Южно-Австралийского и архейские — Западно-Австралийского щитов. Вдоль южной окраины континента развита зона периокеанических опусканий по системе разломов, с образованием ступенчатых сбросов, горстов и грабенов. Грабены являются бассейнами осадконакопления, а горсты образуют внешние части краевых плато континентального склона [23].

Шельф имеет значительную (до 250 миль) ширину в Бассовом проливе между Австралией и Тасманией. Мощность осадочной толщи в синклинии Бассова пролива превышает 2000 м. Шельф сужен до нескольких миль в районе Портленда, где береговая линия обрезает складчатые структуры позднекаледонской Лахланской складчатой системы, но расширяется до 100 миль в Большом Австралийском заливе, побережье которого находится в пределах широкого прогиба докембрийского фундамента Южно-Австралийского щита — бассейна Юкла. Мощность осадочного чехла в этом бассейне невелика (до 600 м). В сторону океана поверхность фундамента погружается по ряду сбросов (Хемптон, Дантун, Полда), и в пределах шельфа и континентального склона в седиментационных ловушках, связанных со ступенчатыми сбросами, накоплены значительные массы осадков. У побережья южной части Западной Австралии, обрабатываемой системой сбросов (Бремер, Стерлинг), шельф снова сужается до нескольких миль. Западный выступ подводной окраины континента — плато Натуралиста — продолжает северное обрамление котловины. Западный край этого плато ограничен зоной разлома Натуралиста, отходящей в северо-западном направлении. За ней на протяжении около 300 миль Южно-Австралийская котловина сообщается с Западно-Австралийской, и структурной границей между ними служит зона разлома Диамантина. Еще далее к западу Южно-Австралийская котловина ограничена с севера поднятием Западно-Австралийского хребта.

Континентальный склон Южной Австралии имеет значительную (до 5000 м) высоту,

сравнительно простые очертания и выровненную осадочным чехлом поверхность. Он крут в восточной и западной частях, но относительно полог в Большом Австралийском заливе, где на его поверхности лежат два крупных краевых плато: Седуна с глубинами 1000–2000 м и Эйре с глубинами 500–1000 м. Мощность осадочного чехла под шельфом и континентальным склоном залива достигает 3000 м. Промышленное бурение на шельфе дало свидетельства быстрых погружений окраины континента в туроне–кампане (110–100 млн лет). В позднем мелу погружение замедлилось, но продолжалось и амплитуда его достигла 3000–4000 м [24].

Континентальная природа нижней части склона подчеркивается сопряженной с ним зоной спокойного магнитного поля [25]. Вдоль подножия континентального склона Австралии протягивается зона разлома Диамантина. Эта зона интенсивного дробления фундамента шириной 60–80 миль, в которой узкие горстовые гребни сочетаются со столь же узкими желобами–грабенами. На востоке она погребена под осадочным чехлом, но и под ним прослеживается вплоть до 130° в. д. К западу от 125° в. д. она уже ярко выражена в рельефе дна и протягивается на запад вдоль подножия склонов плато Натуралиста и Западно-Австралийского хребта вплоть до южной оконечности Восточно-Индийского хребта. Именно к желобам этой зоны разлома приурочены максимальные глубины Южно-Австралийской котловины (7102 м в желобе Диамантина и 6700 м в желобе Дордрехт). С зоной разлома связана система линейных аномалий магнитного поля, идентификация которых, необходимая для построений по гипотезе тектоники литосферных плит, оказалась, как показали Канде и Муттер [26], неоднозначной. В одних построениях это аномалии 22–19-я, в других 34–20-я. Вероятнее всего, эта система связана с разломами в пределах зоны Диамантина и не имеет хронологического значения.

Обширную часть ложа Южно-Австралийской котловины к югу от Большого Австралийского залива занимает аккумулятивная абиссальная равнина с глубинами 5600–5700 м (мощность осадочной толщи 500–1000 м). Однако и перекрытая осадочным чехлом поверхность фундамента к югу от зоны разлома Диамантина также отличается относительно ровным рельефом, не похожим на сложный грядовый рельеф северного фланга Австрало-Антарктического хребта, началу которого в аномальном магнитном поле соответствуют 13-я и 12-я аномалии. В западной части котловины мощность осадочного чехла меньше (200–300 м), но рельеф фундамента и там гораздо проще рельефа Австрало-Антарктического хребта, а магнитное поле имеет спокойный характер.

Западно-Австралийская котловина ограничена на востоке западной окраиной континента Австралии, на севере – Зондской островной дугой, на западе – Восточно-Индийским хребтом. Однако сложное строение подводной окраины Западной Австралии, в пределах континентального склона которой лежат крупные краевые плато и ступени, обуславливает разделение приконтинентальной части котловины на ряд нескольких более мелких котловин.

Западная окраина Австралии сложена структурами древнего Западно-Австралийского щита. Это архейские блоки Йилгари на юге и Пилбара на севере. Периокеаническая зона щита отделена от них разломом Дарлинг. В ее пределах развита система сложных грабенов, образующих крупные бассейны осадконакопления – Пертский на юге и Карнарвон на севере. Заполнение этих бассейнов осадками началось в перми. Осадконакопление от перми до юры на суше и шельфе Австралии было при этом преимущественно не морским [27]. В позднем триасе–ранней юре локально, а в средней юре во всей северной части Западной Австралии на краю континента образовались базальтовые покровы, прослеживаемые на север на континентальном склоне и ложе океана [28]. Триасовые и юрские осадки бассейнов суши и шельфа – континентального происхождения, но принесены они в основном с суши континентального типа, находившейся к западу и северо-западу от современной Австралии. В апте–туроне западная окраина Австралии начала испытывать погружения, ставшие особенно интенсивными в сантоне. Отложения осадков с этого времени образуют моноклираль, погружающуюся в сторону океана и осложненную сбросами [23]. Общая мощность осадков в бассейнах Пертском и Карнарвон превышает

7000—9000 м, причем нижние три четверти — это заполнение грабенных, а верхняя четверть — перекрывающий и грабены и горсты верхнемеловой — третичный чехол, связанный с трансгрессией со стороны современного Индийского океана.

Шельф Западной Австралии в южной ее половине узок — 60—70 миль, в северной половине приобретает ширину до 120—140 миль (шельф Роули, шельф Броуси) и до 200 миль (шельф Сахул), переходя затем в широчайший шельф Арафурского моря, который соединяет Австралию с Новой Гвинеей. Континентальный склон Западной Австралии имеет, как уже указывалось, сложный рельеф, образуя несколько выступов в форме краевых плато — Натуралиста, Кювье, Эксмут и Скотта.

Плато Натуралиста выдвинуто от берегов Австралии к западу на 300 миль. Его вершинная поверхность лежит на глубинах 2000—2500 м и отделена от шельфа системой сбросов верхнего уступа континентального склона (сброс Дансборо на суше) и желобом-грабеном с глубинами более 3000 м. Склоны плато круты и также образованы сбросами, простирающимися которых отражают простирающиеся структур докембрийских блоков Западно-Австралийского щита [29]. Вершинная поверхность плато покрыта слоем осадков мощностью около 800 м. На склонах плато слой осадков прерывается, обнажая фундамент. Драгированием здесь получены образцы докембрийских пород [30]. На плато пробурены скважины 258 и 264. Вскрытые ими осадки от верхнего мела до четвертичных содержат (вплоть до плиоцена) признаки мелководности и черты единства условий накопления с условиями, существовавшими в Пертском бассейне Западной Австралии, а для верхнего мела — с условиями осадконакопления на Западно-Австралийском хребте [16].

Плато Кювье (или Уоллаби) во многом напоминает плато Натуралиста. Оно также выдвинуто в океан почти на 300 миль и отделено от шельфа желобом-грабеном с глубинами более 3500 м. Склоны его круты. Южный склон его вместе с уступом континентального склона к югу от плато образует протяженный Уоллаби-Пертский уступ того же характерного северо-западного простирающегося, что и простирается зоны разлома Натуралиста.

Очертания северо-западного и северо-восточного склонов плато осложнены блоковыми структурами северо-восточного простирающегося, отходящими от плато Кювье в направлении к плато Эксмут. Вершинная поверхность плато Кювье лежит на глубинах 2500—3000 м и подстилается слоем осадков мощностью около 600 м. К плато Кювье некоторые авторы [29] присоединяют также обособленное плато Зенит, лежащее в 100 милях к северо-западу от него и отделяемое глубинами более 5500 м. Основанием к этому служит большое морфологическое сходство и связь с линеаментом Уоллаби-Пертского уступа. В сущности же плато Зенит, как и Западно-Австралийский хребет, можно рассматривать в качестве микроконтинента, поскольку оно не имеет непосредственной структурной связи с подводной окраиной континента.

Плато Эксмут — самое крупное из описываемых краевых плато южной части Западной Австралии. Оно выдвинуто в океан на 250 миль, а ширина его в северо-восточном направлении достигает 350 миль. Вершинная поверхность плато лежит на глубинах менее 2000 м при минимальной глубине 741 м. Склоны плато круты и образованы сбросами северо-западного и северо-восточного направлений, характерных для блоков архейского фундамента Западно-Австралийского щита [31]. Грабен, отделяющий плато от шельфа, выполнен толщей пермско-юрских отложений мощностью до 3000 м, перекрытых слоем меловых и третичных осадков, продолжающихся на вершинной поверхности плато и обрываемых его краевыми сбросами [29]. От северного угла плато к северу лежит блок возвышенности Джия, отделяемый от плато Эксмут разломом северо-восточного простирающегося.

Плато Скотта — самое северное из краевых плато Западной Австралии — как бы заполняет угол между континентом Австралии и Зондской островной дугой. Оно лежит на глубинах 1500—2000 м и ограничено на западе крутым сбросовым уступом меридионального простирающегося. Грабен, отделяющий блок фундамента этого плато от основного массива Западно-Австралийского щита, заполнен толщей юрско-меловых отложений шельфа Броуси мощностью около 6000 м, перекрытых третичными осадками, слой ко-

торых достигает наибольшей (около 3500 м) мощности в рифе Скотта, сокращается до 500—1000 м на поверхности плато Скотта и практически прерывается на сбросовом уступе западного склона плато. В основании разреза рифа Скотта, пройденного скважинной промышленной бурения, лежат титонские базальты, прослеживаемые сейсмическим зондированием на ложе океана [28, 32].

Приконтинентальные части Западно-Австралийской котловины, разделяемые описанными краевыми плато, представляют собой более мелкие котловины — Пертскую, Кювье и Северо-Австралийскую.

Пертская котловина ограничена на западе Западно-Австралийским хребтом и выступом его северного склона, хребтом Ист-Индиаман. Ее западная часть имеет глубины 4500—5000 м, тогда как восточная — более 5500 м при максимальной глубине 5704 м. В рельефе дна котловины ярко выражено несколько крупных зон разломов. Один из них — это Уоллаби-Пертский разлом, выраженный в рельефе дна не только в форме Уоллаби-Пертского уступа, но и в блоковой структуре сопутствующего этому линейному узкому гребню хребта Лост Датчмен, высотой около 2000 м и протяженностью до 5000 миль. Протяженность Уоллаби-Пертского разлома 750 миль. В том же северо-западном направлении по дну котловины протягивается разлом Натуралиста (около 500 миль), вдоль которого располагаются узкие горстовые гребни и грабены фундамента.

В близком к меридиональному направлению в средней части котловины вытянут глыбовый хребет Дёрк Хартог и сопряженные с ним узкие желоба. Протяженность этой структуры также около 500 миль. Высота хребта Дёрк Хартог около 2500 м. Узкие невысокие гребни и желоба северо-восточного простирания ограничивают приподнятую до глубин менее 5000 м западную часть ложа котловины, которую в известном смысле можно рассматривать как самую нижнюю ступень северного склона Западно-Австралийского хребта. В пределах ступени по ее восточному краю в северо-восточном направлении тянутся хребет Трайал, а по западному — хребет Ист-Индиаман. В средней части ее лежит горстовый блок горы Эендрахт. Осадочный чехол в восточной части котловины мощностью 500—1000 м образует Пертскую абиссальную равнину. В западной части котловины мощность осадочного чехла не более 200—400 м. Поверхность фундамента котловины довольно ровная, но раздроблена в упоминавшихся выше зонах разломов. К ним следует добавить погребенную осадками Пертской абиссальной равнины зону разлома Батавия, выделяемую по раздробленности фундамента и ориентированную в северо-западном направлении [33].

В Пертской котловине выявлен ряд линейных аномалий магнитного поля, параллельных описанным выше разломам северо-восточного направления и интерпретируемых сторонниками концепции тектоники литосферных плит как "мезозойские" рифтогенные аномалии. Эти аномалии секут по нормали Уоллаби-Пертский уступ континентального склона и северный склон плато Натуралиста. В Пертской котловине пробурены скважины 257 и 259, вскрывшие базальты акустического фундамента, изливавшиеся в юре, раннем и позднем мелу в мелководных условиях и перекрытые мелководными осадками нижнего мела, сменяющимися после перерыва в накоплении осадками плиоцен-плейстоцена в западной части котловины. В восточной части котловины мелководные условия осадконакопления существовали в мелу, палеоцене и эоцене, после чего последовал перерыв накопления и появление глубоководных осадков [16].

Котловина Кювье невелика по размерам и имеет почти квадратные очертания. Глубины в ней более 5000 м (максимальная — 5258 м). Поверхность ложа — абиссальная равнина. Мощность осадков под ней около 1000 м. Поверхность акустического фундамента довольно ровная, прогнута в сторону основания континентального склона и образует широкий вал северо-восточного простирания, как бы соединяющий внешние склоны плато Кювье и Эксмут. Отдельные, видимо, вулканические пики фундамента прорывают толщу осадков абиссальной равнины. В строении земной коры, по данным сейсмического зондирования, участвуют слой осадков, тонкий слой со скоростями 3 км/с, развитый в восточной части котловины, повсеместно — "второй" слой со скоростями

5,3–5,9 км/с, переходный слой — 6,3–6,7 км/с, "третий" — 6,8–6,9 км/с. Скорости в кровле мантии 7,9–8,1 км/с. Мощность коры примерно 6–8 км [34].

В котловине выявлены линейные магнитные аномалии северо-восточного простирания, параллельные системе разломов, ограничивающих плато Кювье и Эксмут и определяющих направление континентального склона к северу от плато Кювье. Эти аномалии интерпретированы как "мезозойские" аномалии рифтогенного происхождения, но и с не меньшим основанием могут быть связаны с системой разломов фундамента. Они секут по нормали склоны плато Кювье и Эксмут и параллельны аномалиям Пертской котловины.

В котловине Кювье пробурена скв. 263. Ею вскрыты мелководные осадки нижнего мела (апт—альб), несогласно перекрытые глинами палеоцена и плиоцен-четвертичными илами. По мнению Е.М. Рудича [16], мелководные или субаэральные условия могли сохраняться здесь вплоть до плиоцена, но вполне определенно они были здесь до палеоцена [16].

Северо-Австралийская котловина больше по размерам, чем котловина Кювье, но также имеет квадратные очертания, а ложе ее представляет собой также абиссальную равнину (Арго). Глубины здесь более 5500 м, максимальная глубина 5730 м. На западе котловина ограничена поднятиями Джая и Роо, на севере — краевым валом Зондского желоба. Поверхность абиссальной равнины Арго полого наклонена в южном направлении, так что максимальные глубины лежат вблизи основания континентального склона. Мощность осадочного тела этой равнины около 900 м, из которых 400 м составляют слои осадков верхней юры и мела, вскрытые скв. 261 глубоководного бурения [16, 35].

Скважина 261 вошла в подушечные лавы толеитовых базальтов акустического фундамента, перекрываемые осадками верхней юры, глубина образования которых неясна, и мелководными осадками нижнего мела, сменяемыми вверх по разрезу уже пелагическими осадками. В котловине выявлена система линейных аномалий магнитного поля северо-восточного простирания, т.е. опять же параллельных общему простиранию континентального склона и внешнего края плато Эксмут. Эти аномалии были интерпретированы Хейртцлером и его соавторами [35] как "мезозойские" рифтогенные аномалии. В структуре осадочной толщи равнины Арго обнаружен ряд диапировых структур, возможно соляных диапиров. В пользу представлений о мелководности раннемелового бассейна, существовавшего на месте Северо-Австралийской котловины, свидетельствует сходство низов разреза скв. 261 с разрезом прогиба Беду Западной Австралии, формировавшегося в заведомо мелководных условиях. Базальты акустического фундамента котловины, по данным МОВ ОГТ, коррелируются с базальтами плато Скотта и шельфа Броуси [28, 32].

За пределами приконтинентальной части Западно-Австралийская котловина подразделяется сводовым поднятием Кокосового вала на две котловины: Кокосовую к северу от этого вала и Уортон — к югу от него. Кокосовый вал протягивается в широтном направлении примерно вдоль 12° ю.ш. на расстоянии до 1100 миль от Зондского желоба на востоке и до 95° в.д. на западе. Система разломов меридионального и северо-восточного направлений разделяет свод Кокосового вала на ряд массивов. Наиболее крупными из них являются возвышенность Роо, массив с о-вом Рождества и подводной горой Щербакова, массив с горами Венинга-Мейнеса и массив с Кокосовыми (Килинг) островами. Эти массивы оконтуриваются изобатой 5000 м, а вершины их и расположенных в их пределах гор поднимаются до глубины менее 3000 м и выше, в том числе и над поверхностью океана в виде островов. Массивы также сильно раздроблены множеством разломов, смещающих и блоки фундамента, и покрывающие его слои осадочного чехла, что свидетельствует о недавних тектонических движениях. В области вала отмечается довольно большое число очагов землетрясений. Острова Кокосовые и Рождества — коралловые. В основании коралловой постройки о-ва Рождества, сформированной как атолл, но затем поднятой своей вершиной на высоту до 400 м, лежат трахиты и базальты. Возраст коралловой постройки этого острова — от эоцена до плейстоцена. Кокосовые острова — современный атолл.

Рельеф дна котловины Уортон относительно простой в ее юго-восточной половине и весьма сложный — в северо-западной (рис. 2). Восточная часть котловины обладает наибольшими глубинами. Здесь на значительном пространстве глубины более 6000 м. В западной части также отмечены глубины более 6000 м, но там они приурочены к узким желобам в системе разломов, сопутствующих с востока Восточно-Индийскому хребту. В рельефе дна очень характерны желоба и гряды, связанные с разломами северо-восточного и северо-южного простираний. Наиболее примечательной является зона разлома Инвестигейтор, которая тянется примерно по 99° в.д. от 19° ю.ш. на север до Зондского желоба. Зона разлома Инвестигейтор имеет ширину около 60 миль и отмечена высоким узким гребнем и столь же узкими желобами. Вдоль нее тянется заметная аномалия магнитного поля. Из разломов северо-восточного простирания примечателен разлом хребта Хорайзн в восточной части котловины.

Дно Кокосовой котловины сложно расчленено в южной примыкающей к Кокосовому валу части, но становится выровненным в пределах Никобарского конуса выноса в северной части котловины. Для южной части котловины характерны те же, что и в котловине Уортон, гряды и желоба зон разломов северо-восточного и северо-южного простираний, постепенно исчезающие в рельефе по мере движения на север, где они оказываются погребенными под толщей осадков конуса выноса. Никобарский конус является частью Бенгальского конуса и отделяется от него северной частью Восточно-Индийского хребта. Мощности осадочного тела Никобарского конуса примерно те же, что и у основного тела Бенгальского конуса. Это отражается и в рельефе дна: оконтуривающая южный край аккумулятивной равнины изобата 5000 м располагается по обеим сторонам Восточно-Индийского хребта на одной и той же широте и только близ Зондского желоба изгибается в Кокосовой котловине к северу. Мощность осадочного чехла в вершине Никобарского конуса более 3000 м и сокращается по мере движения на юг до 200 м на 10° ю.ш., но уже к югу от 5° ю.ш. аккумулятивное тело конуса перестает маскировать сложный рельеф фундамента.

В котловине Уортон мощность осадочного чехла преимущественно ничтожна (50–150 м), но подвержена резким колебаниям, местами в понижениях рельефа фундамента она возрастает до 500 м (см. рис. 2). На Кокосовом валу и на краевом валу Зондского желоба мощности возрастают до 500–600 м. Существенно возрастают они в южной части котловины на пологом северном склоне Западно-Австралийского хребта, на значительном пространстве приближаясь к 1000 м.

Рельеф фундамента котловин Кокосовой и Уортон, за исключением области, занятой Никобарским конусом выноса, хорошо отражен в рельефе дна, так что тектоническая природа последнего не вызывает сомнений. Характерно сочетание систем разломов северо-восточного и субмеридионального направлений. Разломы субмеридиональной ориентировки наложены на систему разломов северо-восточного простирания. В системе гряд и желобов фундамента совершенно не характерны широтные и северо-западные направления, которые можно было бы связать с направлениями линейных аномалий магнитного поля, выявляемых в западной части Западно-Австралийской котловины. Идентификация этих линейных аномалий вызывает много вопросов, так же, как и интерпретация их происхождения, в связи с предположением существования бывшего центра спрединга, погрузившегося в результате субдукции под Зондскую островную дугу. Глубинное сейсмическое зондирование свидетельствует об обычном для океанических котловин строении земной коры, в котором участвует "второй" слой со скоростями 4,7–5,4 км/с и "третий" — со скоростями 6,6–7,1 км/с. Местами, однако, во "втором" слое скорости возрастают до 6,1–6,3 км/с. Мощность коры варьирует от 8 до 5 км, сокращаясь в области наибольших глубин котловины Уортон и возрастая к периферии [36].

Скважины глубоководного бурения были пробурены в Кокосовой котловине к западу (скв. 213) и к востоку (скв. 211) от зоны разлома Инвестигейтор, близ южного окончания этой зоны, в центральной (скв. 212), восточной (скв. 260) и южной (скв. 256) частях котловины Уортон.

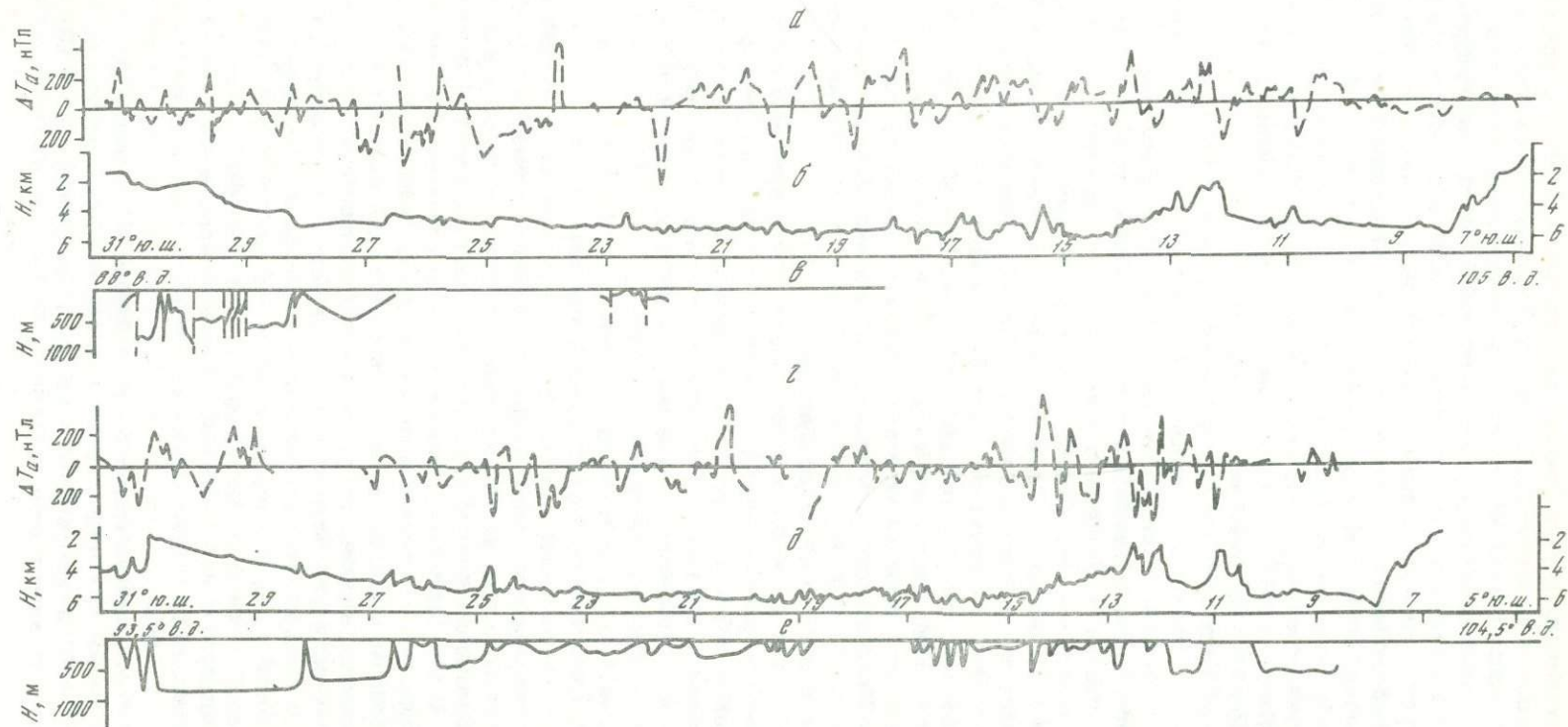


Рис. 2. Строение дна Западно-Австралийской котловины по профилям от Зондского пролива до Западно-Австралийского хребта
 а-в — от Зондского пролива к западной оконечности хребта; г-е — от Зондского пролива к средней части хребта
 а, г — суммарная интенсивность магнитного поля; б, д — профиль дна; в, е — мощность осадочного покрова

В основании скважин 256 и 260 базальты перекрыты мелководными осадками нижнего мела, в скважинах 211 и 212 — мелководными осадками верхнего мела, в скв. 213 — мелководными осадками палеоцена. Базальты скважин 213 и 211 пузырьчатые, изливавшиеся в мелководных условиях, причем в скв. 213 — высокощелочные, а в скв. 211 — амфиболитовые, т.е. те и другие не характерны для рифтовых зон [16]. Судя по перерывам в осадконакоплении после отложения мелководных осадков, смена мелководных условий глубоководными произошла раньше всего в восточной части котловины (верхний мел, скв. 260), но задержалась до олигоцена в центральной части (скв. 212), до миоцена в Кокосовой котловине к западу от зоны Инвестигейтор (скв. 213) и до плиоцена в Кокосовой котловине к востоку от этого разлома (скв. 211) и в самой южной части котловины Уортон (скв. 256). Иными словами, погружение развивалось с востока от Северо-Австралийской котловины на запад. Затухание магматической активности также шло в западном направлении. Все это плохо увязывается с основанными на хронологической идентификации линейных аномалий магнитного поля реконструкциями по гипотезе тектоники литосферных плит. Амплитуды погружений аномальны по отношению к предполагаемой по представлениям о термальной контракции плит, что Ларсон и его соавторы [36] связывают с аномальным характером строения ложа котловины Уортон.

С представлениями о разнонаправленности движения плит к востоку и к западу от Восточно-Индийского хребта и соответственно о разновозрастности их северных частей плохо согласуется единство мощностей Бенгальского и Никобарского конусов выноса, отмеченное выше.

Северо-восточное обрамление Западно-Австралийской котловины составляет Зондский желоб. Это один из самых протяженных глубоководных краевых желобов Мирового океана. Он тянется с востока из района о-ва Тимор до Никобарских и Андаманских островов на северо-западе. Желоб на большей части своего протяжения оконтуривается изобатой 5000 м, в наиболее глубокой средней части — изобатой 6000 м, максимальная глубина его к югу от о-ва Ява 7209 м. Протяженность желоба как структуры фундамента значительно больше, так как на востоке его продолжением служит желоб Тимор, а на северо-западе — Предгималайский прогиб. На северо-западе структура желоба погребена под толщей осадков Бенгальского конуса выноса, а на востоке — под толщей осадков желоба Тимор, в котором глубины менее 3500 м. Ширина Зондского желоба невелика (около 30 миль по изобате 5000 м). Еще более узкое (всего 3—5 миль) плоское дно желоба выполнено осадочным клином, сложенным турбидитами, перекрывающими толщу "второго" слоя [17]. Зондский желоб сейсмически высокоактивен. На краю ложа Западно-Австралийской котловины Зондскому желобу сопутствует краевой Зондский вал, представляющий собой широкое сводовое поднятие. Массивы Кокосового вала — Роо и о-ва Рождества — находятся в пределах этого краевого вала.

Центральная котловина Индийского океана с примыкающим к ней Бенгальским заливом лежит к западу от Восточно-Индийского хребта. Западным обрамлением этой котловины служит Мальдивский хребет, северным — субконтинент Индостана, Индостанская древняя платформа, архейский щит. Шельф Индостана и лежащего близ его южной оконечности о-ва Шри-Ланка очень узок, ширина его большей частью всего несколько миль, у самой южной оконечности Индостана он расширяется до 70 миль, в неглубоком Полкском проливе-грабене, отделившем докембрийский массив о-ва Шри-Ланка от Индостана в эоцене, имеет ширину 60 миль. Наибольшей ширины (до 120 миль) шельф как огромная аккумулятивная терраса достигает в вершине Бенгальского залива перед дельтой Ганга и Брахмапутры. В проливе между Бирмой и Андаманскими островами шельф Бенгальского залива смыкается с обширным шельфом Андаманского моря, но вдоль берегов Андаманских и Никобарских островов островной шельф вновь очень узок. Шельф Бенгальского залива прорезан подводным каньоном Ганга ("Бездонная борозда"). Вершина этого каньона заходит в глубь шельфа почти на 60 миль и врезана в его поверхность на 800 м, имея ширину около 10 миль. Каньон спускается вниз по континентальному склону в юго-западном направлении примерно

под углом 45° к простиранию склона. В нижней части континентального склона, примерно на глубинах около 2000 м, подножием склона служит гигантский конус выноса, один из крупнейших в Мировом океане — Бенгальский [37, 38]. Это огромное аккумулятивное тело тянется от 20° с.ш. на юг до 7° ю.ш. на расстояние более 1600 миль. Ширина его около 600 миль. Подводный каньон Ганга на поверхности Бенгальского конуса сменяется системой желобов суспензионных потоков с сопутствующими им прирусловыми валами. Три наиболее значительных русла тянутся почти до самого южного окончания конуса, до экватора. Параллельно им лежат несколько менее протяженных и погребенных современными осадками русел. Формирование поверхности растущего аккумулятивного тела Бенгальского конуса происходит путем наращивания толщи прирусловых валов и миграции русел и сопутствующих им валов.

Бенгальский конус служит океанским продолжением Бенгальского бассейна осадконакопления суши. Мощность меловых и третичных осадков (до современных) в этом бассейне достигает 16 км, под шельфом — 6000 м, в Бенгальском конусе — от 5000—3000 м в ближайших к шельфу частях до 2000—1000 м в его южной части. Эта мощная осадочная толща маскирует структуру фундамента, но наиболее значительные поднятия его в южной части конуса все же выражены в рельефе в виде хребта Ланка с горой Афанасия Никитина, ориентированного в меридиональном направлении, и Южно-Бенгальского хребта, протягивающегося преимущественно также в меридиональном направлении, но в южной части огибающего о-в Шри-Ланка. Блоковая раздробленность этих горстовых структур фундамента придает им сходство с Восточно-Индийским и Лаккадивско-Мальдивским хребтами. Горстовым поднятием фундамента является также хребет Коморин, отходящий на юг от южной оконечности Индостана — мыса Коморин. Этот хребет служит западным обрамлением южной части Бенгальского конуса и протягивается на юг на расстояние около 450 миль, возвышаясь над ложем океана на 1500—1000 м.

Осадочное тело Бенгальского конуса состоит из двух основных свит, разделенных региональным несогласием, от верхнего палеоцена до среднего эоцена. Формирование нижней толщи началось в раннем мелу и шло непрерывно до палеоцена, в результате чего была сформирована клиноформа акустически прозрачных осадков мощностью до 10 км близ побережья Индостана и до 1000 м в юго-восточной части конуса. После перерыва в осадконакоплении в позднем эоцене началось формирование турбидитной слоистой толщи верхней свиты, мощность которой в ближайшей к берегам Индостана части достигает 5000—3000 м, в южной части конуса — 1000 м. Формирование восточной части конуса — Никобарского конуса — шло параллельно с образованием основной части, но в среднем плейстоцене поступление турбидитов на поверхность конуса прекратилось, вероятнее всего, в результате развития северной части Зондского желоба, который стал перехватывать суспензионные потоки, ринувшиеся на юг вдоль него. Верхняя толща осадков Бенгальского конуса вскрыта буровыми скважинами 217 и 218. Развитие конуса в южном направлении привело к тому, что в плиоцене турбидиты достигли точки скв. 211, лежащей уже южнее аккумулятивной равнины конуса.

В южной, основной, части Центральной котловины Индийского океана осадочный покров имеет мощности менее 100 м и местами прерывается на крутых склонах поднятий фундамента. Глубина в этой части котловины преимущественно больше 5000 м, но к юго-западу от 22° ю.ш. начинается постепенный подъем к флангам Австрало-Антарктического и Центрально-Индийского рифтогенальных хребтов и преобладает глубина менее 5000 м. Из-за ничтожной толщины осадочного покрова рельеф дна отражает структуру фундамента, в которой преобладают системы гряд и желобов северо-восточного простирания. Структуры меридиональных простираний, подобные хребту Ланка, редки, но с одной из них (в районе между 18 и 20° ю.ш. и близ 78° в.д.) связан желоб с глубинами более 6000 м — это максимальная глубина Центральной котловины. Более значительные по протяженности структуры меридионального простирания лежат на самом западном крае котловины в системе желоба Чагос, где глубины достигают 5350 м.

Со структурами фундамента северо-восточного простирания, пересекающими котловину и служащими продолжениями поперечных разломов срединно-океанического рифтогенального хребта, связана, по-видимому, зона внутрилитовых деформаций, которая проходит также в северо-восточном направлении в самой южной части аккумулятивной равнины южной оконечности Бенгальского конуса (от 8–10° ю.ш. до 3–5° с.ш.) [17, 39]. Ширина этой зоны около 120 миль. Она представляет собой систему гряд высотой до 500 м с наложенными складками осадочного чехла высотой до 150–200 м, осложненными разрывами. С этой зоной совпадает область относительно высокой сейсмичности и повышенных значений теплового потока. Деформациями затронуты осадки от плиоцена до современных.

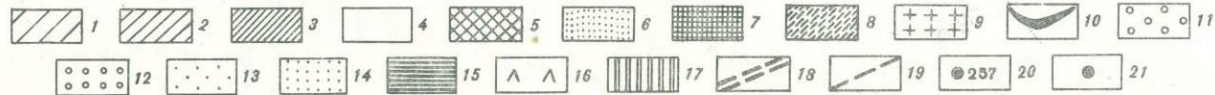
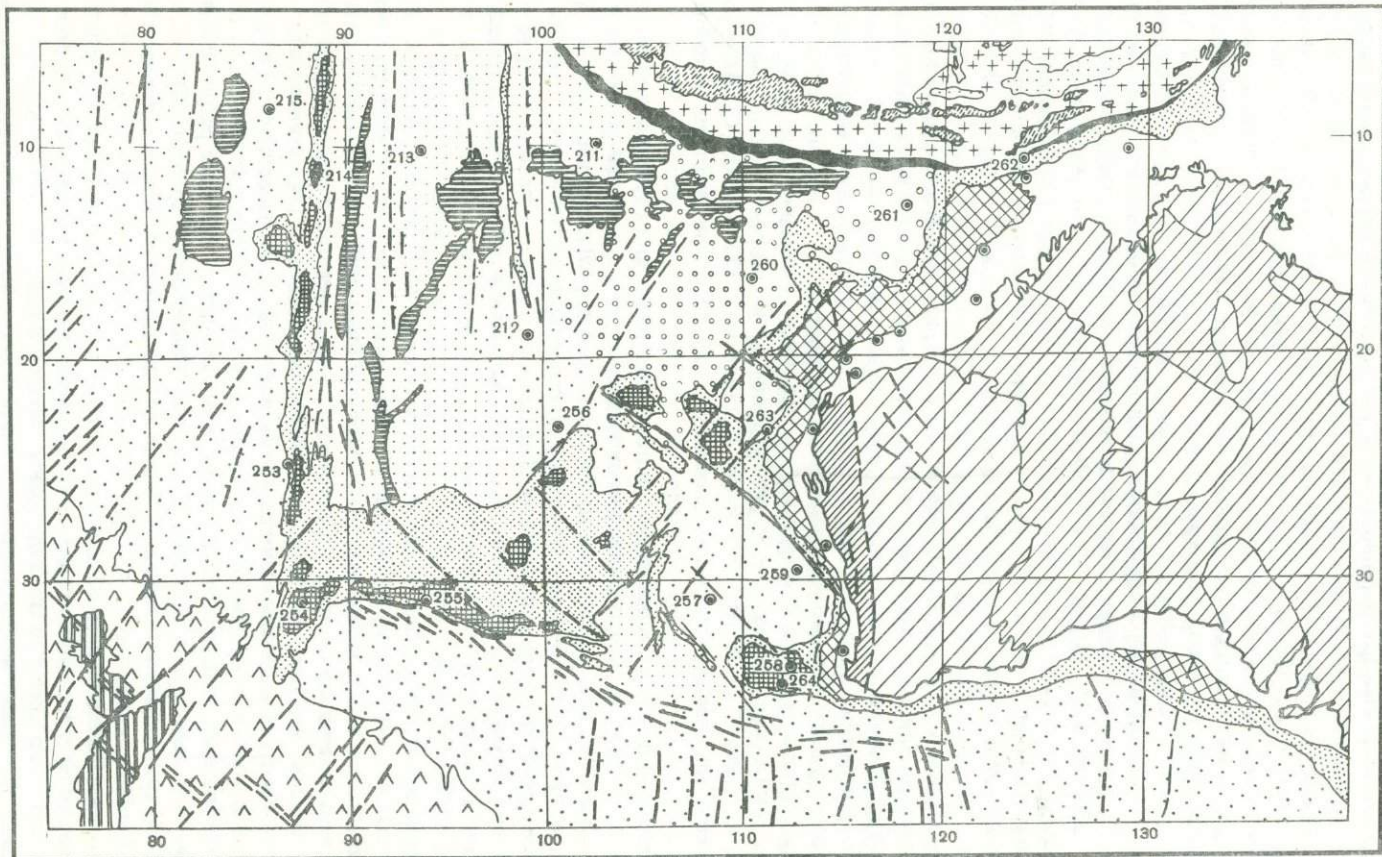
К югу от южной границы Бенгальского конуса пробурена скв. 215, вскрывшая толщу осадков от палеоцена до современных, разделенную несогласием периода от среднего эоцена до среднего миоцена. Осадки палеоцена лежат на подушечных толеитовых лавах. По данным Е.М. Рудича [16], обстановка осадконакопления в палеоцене в точке скв. 215 не устанавливается однозначно, так как сообщество фораминифер в осадках палеоцена здесь, хотя и сходно с верхнемеловыми и раннепалеоценовыми сообществами шельфовых осадков Западной Австралии, но не содержит планктонных форм, что может указывать на глубину отложения, превышающую глубину карбонатной компенсации. Следовательно, вероятно всего, глубина Центральной котловины была в палеоцене близка к современной. Продолжающаяся тектоническая активность в зоне структур северо-восточного простирания может служить свидетельством современного формирования либо будущей рифтогенальной системы, либо поднятия, подобного Кокосовому валу Западно-Австралийской котловины.

Глубинное строение коры Центральной котловины — обычное для океанического ложа: под тонким слоем осадков залегает "второй" слой (скорость 5 км/с) мощностью до 2000 м и "третий" слой (6,4–6,8 км/с) мощностью 3000–5000 м. Суммарная толщина коры до 5–7 км, т.е. примерно такая же, как в Западно-Австралийской котловине.

В Центральной котловине намечена система линейных аномалий магнитного поля широтного простирания, идентифицируемых как 21-я–33-я в средней части котловины и как 7-я–15-я на фланге срединно-океанического хребта [36]. Простирание этих аномалий плохо согласуется с простираниями структур срединно-океанического хребта и зон разломов северо-восточного простирания. Так же как система аномалий Западно-Австралийской котловины, эти аномалии вызывают сомнения относительно правильности их корреляции между собой и определения их простираний, не говоря уже об их хронологической идентификации.

Суммируя сказанное здесь о рельефе и строении дна северо-восточной части Индийского океана, можно сделать вывод, что Западно-Австралийский хребет относится к числу характерных для этой части океана глыбовых поднятий (рис. 3). По внутреннему строению, вещественному составу осадков и истории развития он очень близок к краевым плато Западной Австралии и может рассматриваться как микроконтинент, отделившийся от Австралии в послемеловое время или несколько ранее. Вместе с тем весьма вероятна его связь с предполагаемым континентом — реликтом Гондваны в центральной части океана, разрушавшимся в период олигоцена в процессе рифтогенального развития Австрало-Антарктического и Центрально-Индийского хребтов. Другим фрагментом этого реликтового континента является, по-видимому, плато Кергелен в южной части Индийского океана.

Для строения северо-восточной части океана чрезвычайно характерна система линейных зон разломов северо-восточного и северо-западного простираний, отвечающих простираниям структур древнего Западно-Австралийского щита. В связи с развитием этой системы разломов для блоков восточной части океана характерны соответствующие очертания блоков краевых плато. К этой системе разломов добавляются грандиозные разломы меридионального направления, коррелирующие с линеаменами Евразии, и широтный разлом Диамантина. Это сложная система крупных линеаментов опреде-



ляет блоковое расчленение фундамента, испытавшего погружение в период раннего мела, которое продолжалось до четвертичного времени. Оно начиналось с периферии океана и завершалось в его центральной части. Современные краевые плато и глыбовые асейсмичные хребты, в том числе и Западно-Австралийский хребет, можно рассматривать как останцы оседания, в ряде случаев осложненные; это особенно ярко выражено в Восточно-Индийском и Мальдивском хребтах проявлениями магматической активности.

Вопрос о первичной природе фундамента Западно-Австралийского хребта, как и других асейсмичных хребтов океана, к сожалению, не может быть решен сейчас однозначно из-за недостатка данных по вещественному составу пород его глубинного фундамента. Он может быть решен более определенно либо путем более глубинного бурения, либо с помощью драгирования на обнажающихся глубоких горизонтах фундамента. Однако по имеющимся уже данным можно отдать предпочтение представлению о континентальной первичной природе Западно-Австралийского хребта. Вполне определенно можно утверждать, что ни Западно-Австралийский хребет, ни другие асейсмичные хребты северо-восточной части Индийского океана не являются рифтогенными. Не связаны они также в своем происхождении и с движением литосферных плит над горячей точкой мантии. Они отмечают пределы рифтогенальных срединно-океанических систем, что позволяет говорить о пространственной ограниченности рифтогенального процесса, а также о значительных масштабах пространственного проявления в океане результатов процесса разрушения континентальных массивов, процесса океанизации.

А B S T R A C T

The analysis of the South-Eastern Indian ocean floor morphology is carried out basing on a new bathymetric chart 1 : 10 mln scale in comparison with the results of geophysical research and deep-sea drilling. Conclusions are drawn about a great role of the fault systems in the development of this ocean-floor area. These fault systems correspond to the strike of the West-Australian Archean shield structures. The breaking of the western section of the ancient continent into a number of separate microcontinental blocks at different stages of subsidence took place along these fault systems. The West-Australian Ridge is considered to be one of those microcontinents.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and continental drift//Phil. Trans. Roy. Soc. 1965. Vol. 258. P. 90-106.
2. Удинцев Г.Б. Новые данные о строении дна Индийского океана//Океанология. 1965. Т. 5, вып. 6. С. 993-998.
3. Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике дна восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1973. № 6. С. 3-19.

Рис. 3. Схема тектоники восточной части Индийского океана

1-4 - древняя платформа континента Австралии: 1 - архейские блоки, 2,3 - бассейны осадконакопления: 2 - палеозойские, 3 - мезозойские, 4 - континентальный шельф; 5-7 - структуры переходного типа в области деструкции: 5 - краевые блоки (плато) подводной окраины континента, начало погружения и прекращения абразии в позднем мелу, 6 - континентальный склон (флексура), начало погружения и прекращения абразии в раннем мелу, 7 - краевые блоки (плато) подводной окраины континента и микроконтиненты, начало погружения и прекращения абразии в эоцене-олигоцене; 8-10 - структуры переходного типа в области аккреции, геосинклиальная система Зондской островной дуги: 8 - надводные части антиклинория, 9 - подводная часть антиклинория, 10 - глубоководный геосинклиальный желоб; 11-15 - платформенные структуры в областях завершения океанизации в котловинах океана, время завершения океанизации и начала глубоководного осадконакопления: 11 - ранний мел, 12 - поздний мел, 13 - палеоцен, 14 - эоцен, 15 - вулканические возвышенности; 16-18 - рифтогенальные структуры срединно-океанического хребта: 16 - с возрастом магматического фундамента от олигоцена до современного, 17 - устойчивые блоки (плато) с фундаментом эоценового возраста, 18 - рифтовое ущелье осевой зоны хребта; 19 - разломы (зоны разломов); 20, 21 - скважины: 20 - глубоководного бурения, 21 - промышленного бурения

4. *Sclater J.G., Fisher R.L.* Evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge//Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 83, N 5. P. 683–702.
5. General Bathymetric Map of the Oceans. 5th ed. Ottawa: Hydrographic office of Canada, 1983.
6. *Удичев Г.Б., Коренева Е.В.* Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана//Геотектоника. 1980. № 6. С. 13–22.
7. *Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Илларионов В.К.* и др. Геоморфология некоторых асейсмичных поднятий дна Мирового океана//Проблемы океанизации Земли. Калининград: Калинингр. ун-т, 1983. С. 137–148.
8. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. 230 с.
9. *Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 267 с.
10. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1974. Vol. 26. 724 p.
11. *Силантьев С.А., Чернышева В.И.* Базальтоиды хребта Брокен//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 3. С. 687–690.
12. *Кузьмин М.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А.* и др. О природе хребта Брокен (Индийский океан)//Геохимия океанических пород океана и зон сочленения океан–континент. Новосибирск: Наука, 1984, с. 59–74.
13. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР; ГУГК, 1975. 151 с.
14. *Souriau A.* The upper mantle beneath Ninetyeast Ridge and Broken Ridge, Indian Ocean, from surface waves//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 359–374.
15. *Kemp E., Harris W.* The vegetation of Tertiary islands of the Ninetyeast Ridge//Nature. 1975. Vol. 258, N 5530. P. 303–307.
16. *Рудич Е.М.* Движущиеся материи и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
17. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
18. *Русakov О.М., Карабович С.В.* Плотностные неоднородности верхней мантии восточной части Индийского океана//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 10. С. 55–67.
19. *Siddiquie H.N., Sukheswala R.N.* Occurrence of rhyolitic tuffs at Deep Sea Drilling Project site 219 on the Laccadive Ridge//Amer. Geophys. Union. 1976. Vol. 57. P. 410.
20. *Ben Avraham Z., Bunce E.* Geophysical study of the Chagos-Laccadive Ridge, Indian Ocean//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 8. P. 1295–1305.
21. *Пустильников М.Р., Свистунов Ю.И., Терехов А.А.* Строение хребтов Индийского океана//Сов. геология, 1980. № 2. С. 102–111.
22. *Naini B.R., Talwani M.* Structural Framework and the Evolutionary History of the Continental Margin of Western India//Studies in continental margin geology: AAPG Memoir 34. 1983. P. 167–191.
23. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
24. *Falvey D.A., Middleton M.F.* Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism//Geologie des marges continentales: Oceanologica Acta, 1981. P. 103–114.
25. *Konig M., Talwani M.* A geophysical study of the southern continental margin of Australia: Great Australian Bight and western sections//Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88, N 7. P. 1000–1014.
26. *Cande S.C., Mutter J.C.* A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 58. P. 151–160.
27. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region//Geol. Surv. Profess. Pap. 1078. Wash. 1979. 335 p.
28. *Beck R.H., Lehner P.* Oceans, New Frontier in Exploration//AAPG Bull. 1974. N 3. P. 376–395.
29. *Виверс Дж.* Западная континентальная окраина Австралии//Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 314–326.
30. *Heezen B.C., Tharp M.* USNS Eltanin Cruise 55//Antarct. Journal US. 1973. Vol. 8. P. 137–141.
31. *Johnson B.D., Powell C.McA., Veevers J.J.* Early spreading history of the Indian Ocean between India and Australia//Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47, N B5. P. 131–143.
32. *Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A.* Floor basalts: implications for global-tectonic hypothesis and petroleum exploration//J. Petrol. and Geol. 1979. Vol. 1, N 4. P. 29–37.
33. *Markl R.* Basement morphology and rift geometry near the former junction of India, Australia and Antarctica//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39. P. 211–225.
34. *Larson R.L., Mutter J.C., Diebold J.B., Carpenter G.B.* Cuvier basin: a product of ocean crust formation by early Cretaceous rifting off western Australia //Ibid. 1979. Vol. 45. P. 105–114.
35. *Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J.* et al. The Argo abyssal plain//Ibid. 1978. Vol. 41. P. 21–31.
36. *Larson R., Carpenter G., Diebold J.* A Geophysical Study of the Wharton Basin near the Investigator Fracture Zone//J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83, N B2. P. 773–782.
37. *Кэрри Дж., Мур Д.* Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали//Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. С. 327–339.
38. *Клосс Г., Нарайн Х., Гарде С.* Континентальные окраины Индии//Там же. С. 340–351.
39. *Eittrheim S.L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Indian Ocean//J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 32. P. 6413–6421.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
КИТОВЫЙ ХРЕБЕТ	
<i>Г.В. Агапова.</i> Геоморфология Китового хребта	7
<i>М.В. Захаров, А.Ф. Береснев, А.Ю. Саидов, В.Н. Ефимов.</i> Осадочный чехол и акустический фундамент	13
<i>А.Г. Гайнанов, Т.П. Захарова, П.А. Строев.</i> Гравитационное поле Китового хребта	32
<i>А.К. Попова.</i> Обзор геотермических измерений в районе Китового хребта	40
<i>Н.А. Куренцова,</i> Петрохимические особенности базальтов Китового хребта	45
<i>Г.Б. Удинцев.</i> Строение дна Южной Атлантики и место в ней Китового хребта	54
ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ХРЕБЕТ	
<i>Н.Н. Турко.</i> Рельеф Западно-Австралийского хребта	62
<i>А.В. Калинин, Г.Б. Удинцев, Н.Н. Турко, В.К. Илларионов, В.И. Стручков, Л.А. Ванякин.</i> Строение осадочной толщи и рельеф акустического фундамента	67
<i>В.К. Илларионов, Ф.Л. Яковлев.</i> Некоторые черты тектоники гребневой части Западно-Австралийского хребта	74
<i>В.Н. Луговенко, А.В. Пчелкин.</i> Некоторые результаты интерпретации данных магнитной съемки Западно-Австралийского хребта	77
<i>А.Г. Гайнанов.</i> Гравитационное поле Западно-Австралийского хребта	80
<i>Н.И. Павленкова, В.М. Шаблицкий.</i> Земная кора Западно-Австралийского хребта по сейсмическим данным	88
<i>С.А. Силантьев.</i> Породы фундамента юго-восточной части Индийского океана	93
<i>Г.Б. Удинцев.</i> Строение дна восточной части Индийского океана и место в ней Западно-Австралийского хребта	104

CONTENTS

Introduction	5
WALVIS RIDGE	
<i>G.V. Agapova</i> . Walvis Ridge morphology	7
<i>M.V. Zakharov, A.F. Beresnev, A. Yu. Saidov, V.N. Efimov</i> . Sedimentary cover and acoustic basement	13
<i>A.G. Gainanov, T.P. Zakharova, P.A. Stroeve</i> . Walvis Ridge gravity field.	32
<i>A.K. Popova</i> . Review of geothermal measurements in the Walvis Ridge region	40
<i>N.A. Kurentsova</i> . Petrochemical peculiarities of Walvis Ridge basalts	45
<i>G.B. Udintsev</i> . South Atlantic floor structure and tectonic position of Walvis Ridge.	54
WEST-AUSTRALIAN (BROKEN) RIDGE	
<i>N.N. Turko</i> . West-Australian Ridge relief	62
<i>A.V. Kalinin, G.B. Udintsev, N.N. Turko, V.K. Illarionov, V.I. Struchkov, L.A. Vanyakin</i> . Sedimentary cover structure and acoustic basement relief	67
<i>V.K. Illarionov, F.L. Yakovlev</i> . Some features of the Broken Ridge summit part fracture pattern	74
<i>V.N. Lugovenko, A.V. Pchelkin</i> . Some results of the interpretation of magnetic survey data of West-Australian Ridge	77
<i>A.G. Gaynanov</i> . Gravity field of the West-Australian Ridge	80
<i>N.I. Pavlenkova, V.M. Shablitsky</i> . Seismic structure of the Broken Ridge crust.	88
<i>S.A. Silantiev</i> . Basement rocks of the South-Eastern part of the Indian ocean	93
<i>G.B. Udintsev</i> . Bottom structure of the Eastern Indian Ocean and tectonic position of the West-Australian Ridge	104

УДК 551.462 (261)

Гапова Г.В. Геоморфология Китового хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 7–12.

Хребет представляет собой сложное глыбово-вулканическое образование, характеризующееся ярко выраженной морфоструктурной неоднородностью. Он состоит из отдельных разноориентированных блоков, которые образуют систему, простирающуюся с северо-востока на юго-запад почти на 3000 км. Блоки разделены разломами, вершины блоков осложнены подводными горами. Всего в пределах хребта насчитывается около 140 подводных гор. К юго-западу число гор и их относительная высота возрастает и блоки постепенно замещаются горами. По структурно-морфологическим признакам проведено районирование хребта на три провинции: блоковую, платообразную и провинцию подводных гор. Дано геоморфологическое описание каждой провинции. Выявленные признаки свидетельствуют о том, что хребет является древним образованием, испытавшим значительное погружение. Приведены батиметрическая карта и схема распределения подводных гор.

Ил. 2. Библиогр. 17 назв.

УДК 550.83 (26)

Захаров М.В., Береснев А.Ф., Саидов А.Ф., Ефимов В.Н. Осадочный чехол и акустический фундамент/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986, с. 13–31.

Для расшифровки внутренней структуры Китового хребта выполнен анализ материалов НСП и сейсмического зондирования с привлечением данных магнитометрии и глубоководного бурения. По особенностям волновых полей НСП выделены характерные типы акустического фундамента и осадочного чехла. Изучены пространственные и вертикальные вариации скоростных свойств разреза, намечены их возможные геологические причины. Изучено строение осадочного слоя. Выявлены основные закономерности распределения его мощности в региональном отношении и на вершинах блоков хребта. Подробно описана внутренняя структура всех блоков и главных возвышенностей Китового хребта. Установлена генетическая неоднородность Китового хребта, имеющего основную глыбовую часть и юго-западное вулканогенное окончание. В свете представлений о глобальной неоднородности дна Атлантического океана гетерогенность Китового хребта считается предопределенной его структурным положением на двух частях океанической плиты с корой разного происхождения.

Ил. 10. Табл. 1. Библиогр. 23 назв.

УДК 550.83 (26)

Гайнанов А.Г., Захарова Т.П., Строев П.А. Гравитационное поле Китового хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 32–39.

Исследуется отражение структуры Китового хребта в поле силы тяжести. Показаны гравиметрическая изученность района, связь аномального гравитационного поля с особенностями глубинного строения земной коры, литосферы и верхней мантии хребта. Построены плотностные модели хребта и окружающих котловин, оценена изостазия региона. Гравитационное поле показывает структурную неоднородность Китового хребта и его изостатическую скомпенсированность. Различные части хребта скомпенсированы по-разному: по модели локальной компенсации Эри-Хейсканена, упругим прогибом плиты под хребтом и уменьшением плотности литосферы под земной корой Китового хребта.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 19 назв.

УДК 550.36

Попова А.К. Обзор геотермических измерений в районе Китового хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986, с. 40–45.

На основе обобщения всех опубликованных измерений построена схема распределения теплового потока на район Китового хребта, прилегающих котловин и фрагмента Срединно-Атлантического хребта. Выяснено, что Ангольская котловина характеризуется нормальными средними значениями теплового потока, Капская — повышенными, что связывается с проявлениями процессов неотектонической активизации. По характеру теплового поля Китовый хребет делится на две части: северо-восточную с нормальным тепловым потоком и юго-западную, где тепловой поток и его дисперсия выше, что по-видимому, связано с влиянием срединного хребта. Структура Китового хребта совпадает с зоной раздела между энергетическими уровнями Ангольской и Капской котловин. Современная рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта характеризуется высокими средними значениями теплового потока и большей его дисперсией, что, очевидно, связано с наличием здесь мантийного диапира.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 6 назв.

К у р е ц о в а Н.А. Петрохимические особенности базальтов Китового хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 45–53.

На основании имеющихся петрохимических и геохимических данных в пределах Китового хребта выделены две разновозрастные вулканические серии: базальт-ферробазальтовая и щелочная. Первая вскрывается в основании фундамента хребта и связана с ранним этапом формирования трапсов ложа океана в условиях значительного растяжения коры, толеитовая магма характеризуется минимальной дифференциацией. Щелочная (верхняя) серия формировалась в условиях, когда растяжение коры играло меньшую роль, дифференциация магмы достигла максимального развития за счет возрастания флюидного давления. Кристаллизационной дифференциацией и ликвацией магм обеспечивается разнообразие пород в развитии магматизма Китового хребта. Выявленные петрохимические особенности акустического фундамента Китового хребта позволяют глубже понять геологическую природу его, роль различных тектонических процессов в этом регионе, оценить перспективы рудоносности Юго-Восточной Атлантики.

Ил. 3. Табл. 4. Библиогр. 12 назв.

УДК 551.24

У д и н ц е в Г.Б. Строение дна Южной Атлантики и место в ней Китового хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 54–61.

На основе анализа морфологии дна Южной Атлантики по новой батиметрической карте масштаба 1:10 000 000 в сопоставлении с результатами геофизических исследований и глубоководного бурения сделаны выводы о связи блоково-вулканической структуры Китового хребта с линеаментом пояса Дамара и "Великой отрицательной аномалии Буге" Западной Африки. Структура хребта рассматривается как останец оседания окраины континента в процессе океанизации, осложненный проявлениями вулканизма и дислокации в условиях сжатия плиты, распространяющегося со стороны расширяющегося свода Срединно-Атлантического хребта.

Библиогр. 29 назв.

УДК 551.462 (261)

Т у р к о Н.Н. Рельеф Западно-Австралийского хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 62–66.

На основе данных по рельефу дна, полученных в основном в рейсе г/с "Георгий Максимов", рассмотрены особенности рельефа хребта, составлена новая батиметрическая карта. Отмечены различия в строении вершинной поверхности и склонов хребта вдоль его простираения, что позволило выделить в пределах хребта шесть крупных блоков. Границы их представляют собой выраженные в современном рельефе зоны разломов. На северном склоне хребта преобладают разломы северо-западного простираения, в то время как на южном склоне и в прилегающей части котловины Амстердам четко выражены два структурных плана. Обсуждаются вопросы взаимоотношения структур субширотного и диагонального простираений на различных участках хребта. Субширотные структуры предположительно являются более древними и подверглись переработке на последующем этапе тектонического развития.

Ил. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.83 (26)

К а л и н и н А.В., У д и н ц е в Г.Б., Т у р к о Н.Н., И л л а р и о н о в В.К., С т р у ч к о в В.И., В а н я к и н Л.А. Строение осадочной толщи и рельеф акустического фундамента/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 67–73.

На основе данных непрерывного сейсмического профилирования проведен анализ строения осадочной толщи и рельефа акустического фундамента Западно-Австралийского хребта, составлены карты мощности осадков и рельефа акустического фундамента. Отмечено, что в целом для хребта характерно двухъярусное строение слоя осадков. Нижние слои разреза имеют моноклиальное залегание, в то время как верхние залегают субгоризонтально и несогласно перекрывают нижние. Акустический фундамент хребта разделен на отдельные блоки зонами дислокаций, которые отражаются и в строении осадочного чехла. Границы блоков имеют преимущественно северо-западное простираение, в пределах каждого из блоков фундамент относительно выровнен. Наибольшие мощности осадков наблюдаются в верхней части северного склона, а наименьшие — на гребне и южном склоне хребта. Выделяется центральный блок с осадками мощностью более 1000 м, границы которого прослеживаются на южном склоне. Выделена зона погруженных блоков хребта на дне котловины Амстердам. Отмечено сходство строения хребта и краевых плато Австралии. Преобразование структуры

хребта связывается с тектоническими процессами позднекайнозойского этапа развития восточной части Индийского океана.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.24

И л л а р и о н о в В.К., Я к о в л е в Ф.Л. Некоторые черты тектоники гребневой части Западно-Австралийского хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 74—77.

В результате анализа записей непрерывного сейсмического профилирования определены характеристики структурных элементов гребневой части Западно-Австралийского хребта. Выявлены наиболее крупные сбросы, характеризующиеся вертикальными смещениями порядка 3,5 км и горизонтальными — 1—1,5 км, с углами наклона до 70° . На северной стороне гребня выделены небольшие сбросы с вертикальной амплитудой 300—400 м и углами $40-70^\circ$. В зонах сочленения крупных субширотных сбросов в гребневой части хребта образуются структуры типа грабен. Есть основания считать, что сводовое поднятие гребня сопровождалось одновременным опусканием и деструкцией южной его части. Изученные разломы показывают, что воздымание хребта сопровождалось растяжением. Гребневая часть хребта, достигающая поверхности воды и образующая гористые острова, на последующем этапе развития была разрушена экзогенными процессами и гребень опустился до современных глубин 0,6—1,2 км.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.83 (26)

Л у г о в е н к о В.Н., П ч е л к и н А.В. Некоторые результаты интерпретации данных магнитной съемки Западно-Австралийского хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 77—80.

Выполнен анализ профилейных измерений модуля полного вектора напряженности аномального геомагнитного поля. Поле над хребтом имеет разный характер и разделено на северную и южную части, для которых оценена величина стандарта аномального поля. Эти оценки позволяют сделать заключение, что северная часть относится к более молодым образованиям (возраст примерно 10^8 лет), а южная — к более древним (примерно $1,5 \cdot 10^9$ лет) и сложена породами с большей магнитной восприимчивостью. Корреляционное сопоставление низкочастотных компонент гравитационного и магнитного полей позволяет полагать, что земная кора Западно-Австралийского хребта представлена породами базальтового состава.

Ил. 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.83 (26)

Г а й н а н о в А.Г. Гравитационное поле Западно-Австралийского хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 80—87.

На юго-восточную часть Индийского океана составлены новые карты аномального гравитационного поля в редукциях Фая и Буге, осредненные по одноградусным трапециям. Карты составлены на основе большого материала советских и зарубежных экспедиций. Описана история исследования гравитационного поля Индийского океана. Дана подробная гравиметрическая характеристика океанических котловин, подводных хребтов и возвышенностей, переходных зон континент—океан. Анализируются и сопоставляются плотностные модели земной коры и литосферы по указанным структурам дна. Для Западно-Австралийского хребта получены две эквивалентные модели: с разуплотнением литосферы под хребтом и без него; неоднозначность интерпретации не удается устранить из-за неоднозначности сейсмических определений мощности земной коры под хребтом. Полученные факты трактуются с точки зрения тектоники литосферных плит.

Ил. 3. Библиогр. 31 назв.

УДК 550.83 (26)

П а в л е н к о в а Н.И., Ш а б л и ц к и й В.М. Земная кора Западно-Австралийского хребта по сейсмическим данным/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана. М.: Наука, 1986. С. 88—93.

Критически проанализированы ранее полученные результаты сейсмического зондирования земной коры Западно-Австралийского хребта. Описана методика и техника сейсмического зондирования, выполненного в 1979 г. в рейсе г/с "Георгий Максимов". Приведены сводные редуцированные годографы первых волн по всем частям исследуемого хребта. Детально проанализированы волновая картина и ее вариации в пространстве. По полученным

годографам путем решения обратной задачи для однородно-слоистой среды с горизонтальными границами построены модели земной коры. Сопоставление моделей для разных частей асейсмичного поднятия свидетельствует о значительной горизонтальной неоднородности его коры, заключающейся прежде всего в отсутствии в западной части хребта слоя со скоростью около 6 км/с, тогда как в восточной этот слой присутствует и имеет значительную мощность. Земная кора Западно-Австралийского хребта может быть отнесена к переходному типу. Мощность ее неясна из-за неоднозначности интерпретации, но есть все основания считать кору достаточно толстой — до 20 км.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 552 (267)

С и л а н т ь е в С.А. *Породы фундамента юго-восточной части Индийского океана/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана.* М.: Наука, 1986. С. 93–103.

Рассмотрены данные по вещественному составу изверженных пород хребтов Восточно-Индийского и Западно-Австралийского, котловины Уортон и о-ва Кергелен. Петрологические и геохимические данные свидетельствуют в пользу представления о гетерогенности земной коры юго-восточной части Индийского океана. В этом регионе выделяются участки коры, сформированные при различных геодинамических режимах: 1) в процессе спрединга; 2) в вулканической островной дуге; 3) в пределах океанических островов и (или) в результате рифтогенеза в континентальной земной коре.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 20 назв.

УДК 551.24

У д и н ц е в Г.Б. *Строение дна восточной части Индийского океана и место в ней Западно-Австралийского хребта/Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана.* М.: Наука, 1986. С. 104–122.

Проведен анализ морфологии дна восточной части Индийского океана по новой батиметрической карте масштаба 1:10 000 000 в сопоставлении с результатами геофизических исследований и глубоководного бурения. Сделаны выводы о большой роли в развитии структур дна этой области океана системы разломов, совпадающих с простиранием структур архейского щита Западной Австралии. По этой системе разломов происходит дробление западной окраины континента на ряд краевых и отделившихся от него микроконтинентальных блоков, находящихся на разных стадиях погружения. Западно-Австралийский хребет рассматривается в качестве одного из таких микроконтинентов.

Ил. 3. Библиогр. 39 назв.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АСЕЙСМИЧНЫХ ПОДНЯТИЙ ДНА ОКЕАНА

*Утверждено к печати Межведомственным геофизическим комитетом
при Президиуме Академии наук СССР*

*Редактор Г.В. Скаткина. Редактор издательства Н.М. Митяшова
Технический редактор М.К. Серегина. Корректор Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31590

*Подписано к печати 20.06.86. Т — 15114. Формат 70 × 100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,4 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отг. 11,3. Уч.-издл. 12,8. Тираж 700 экз. Тип. зак. 597
Цена 2 руб.*

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

К статье А.В. Калинина и др.

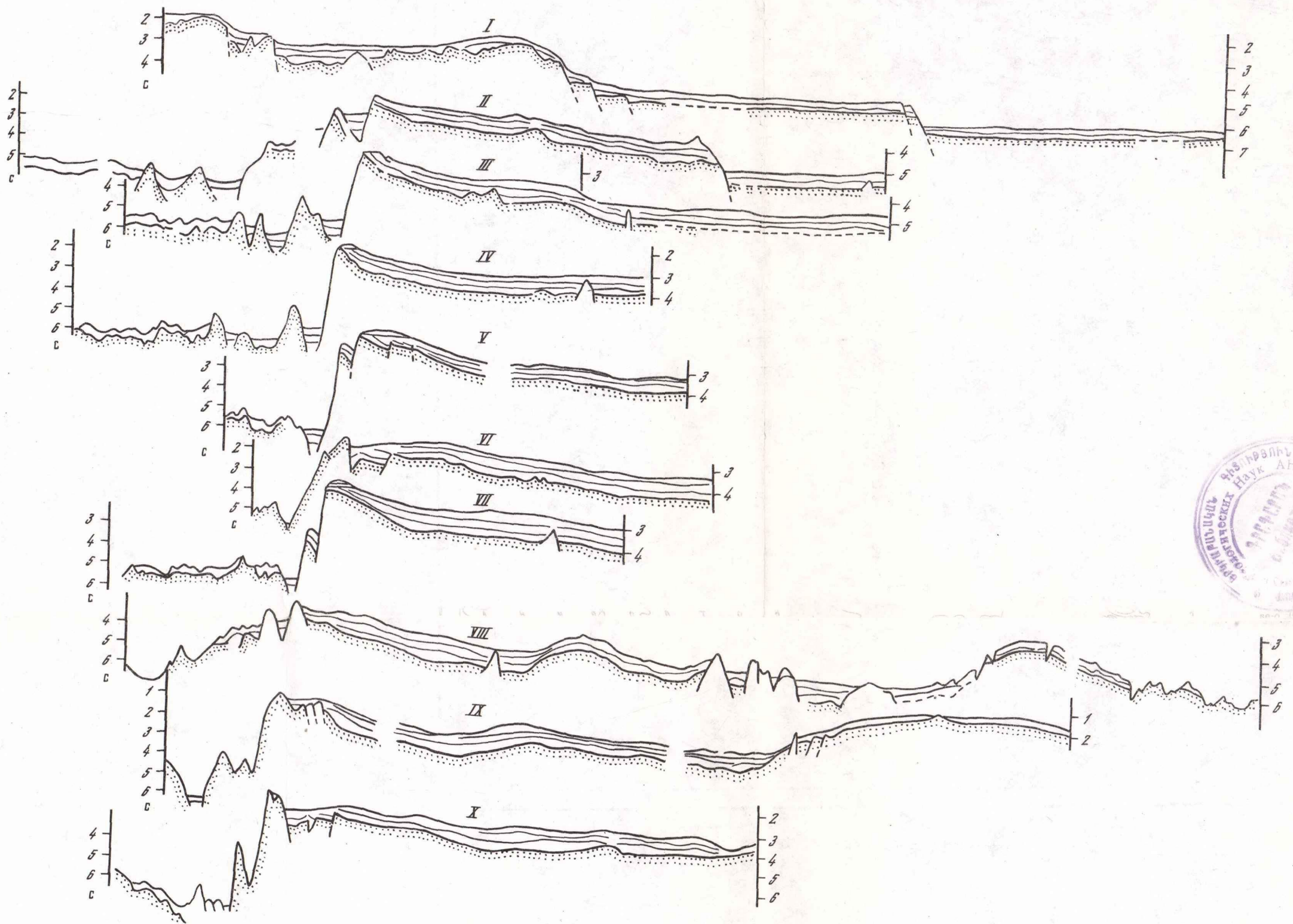


Рис. 1. Профили НСП (положение профилей приведено на рисунке в статье Н.Н Турко в наст. сб.)

К статье А.Г. Гайманова

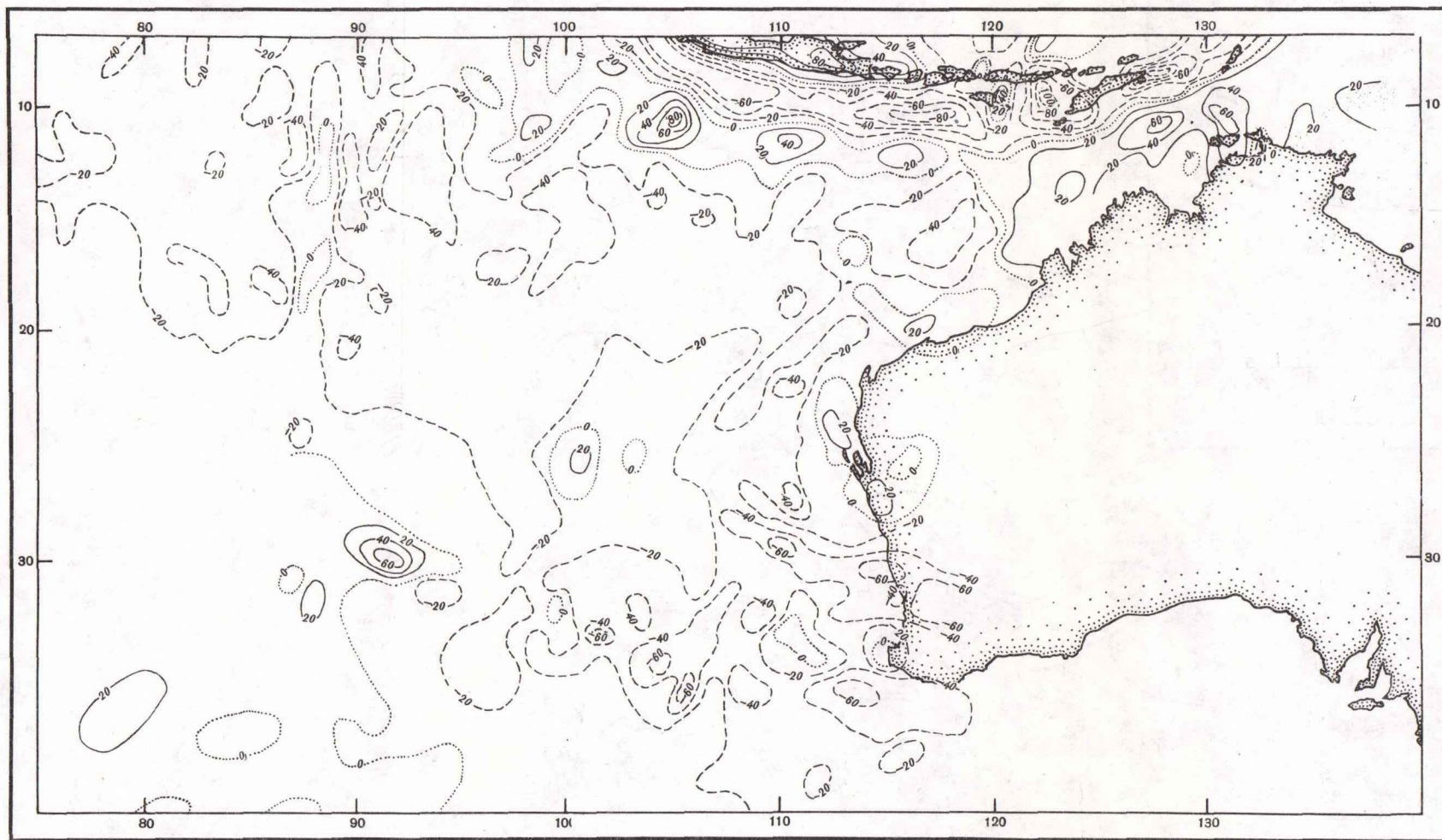


Рис. 1. Аномалии силы тяжести в редукции Фая, осредненные по трапециям $1^{\circ} \times 1^{\circ}$

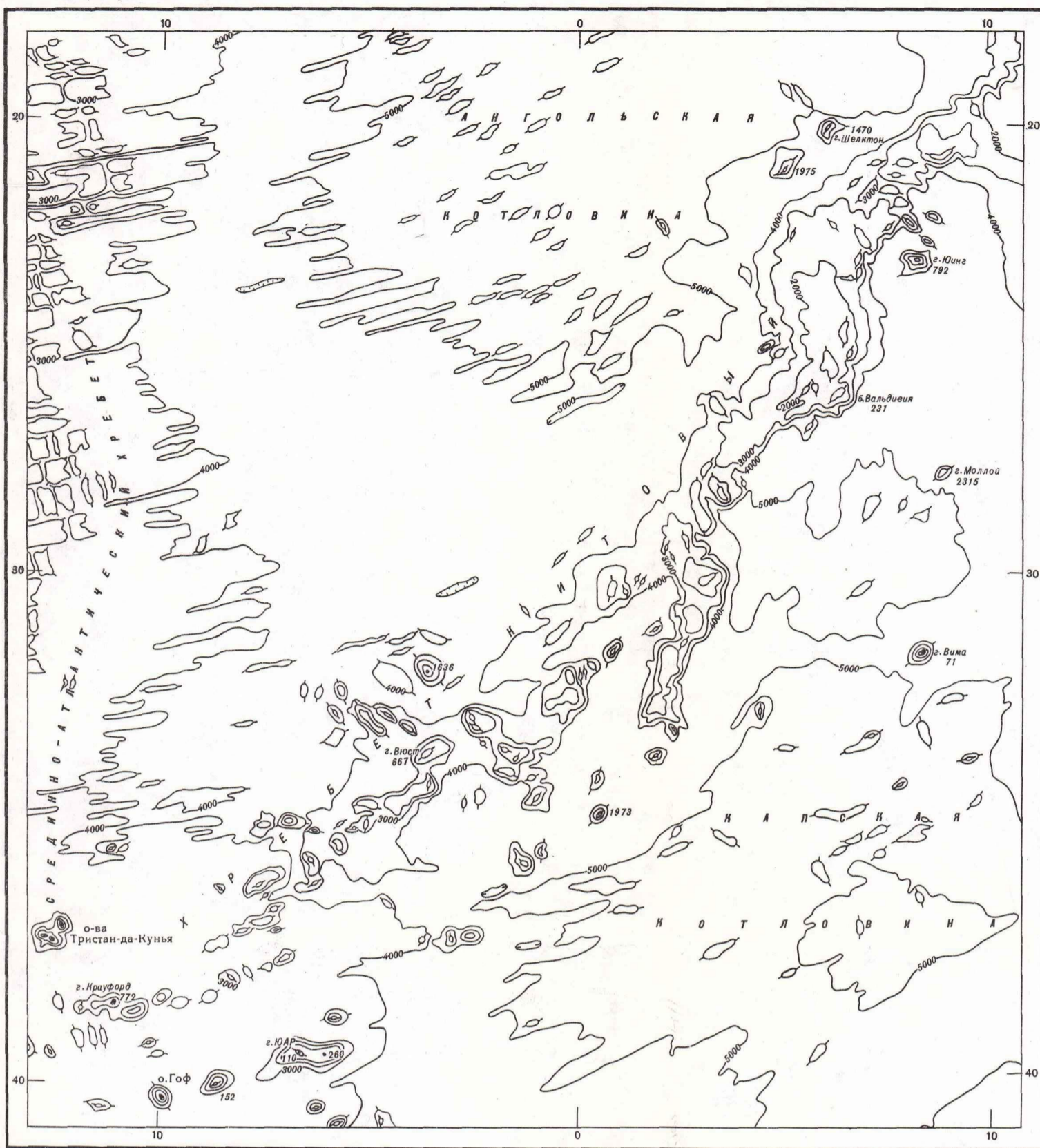


Рис. 1. Батиметрическая карта Китового хребта

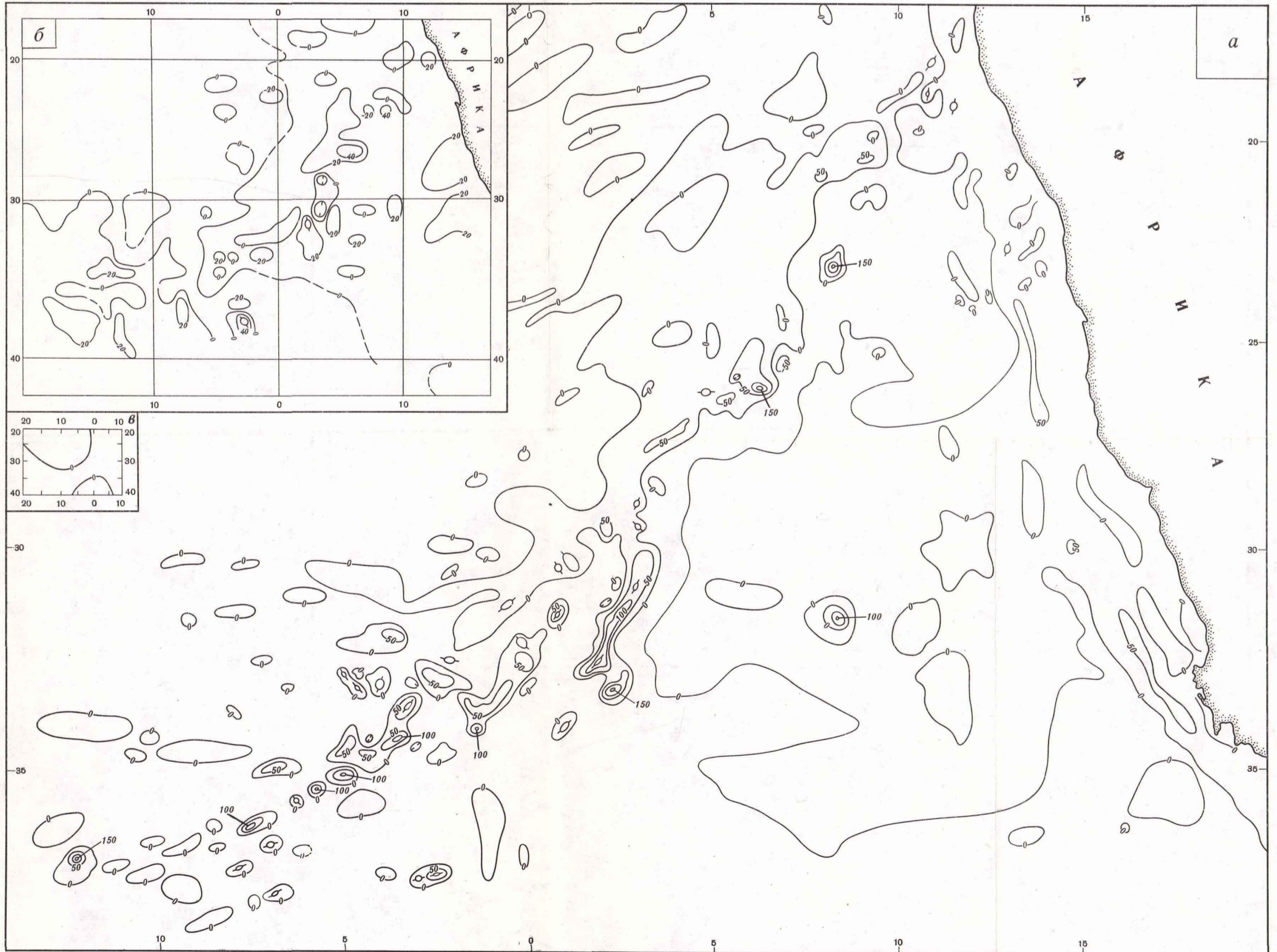


Рис. 1. Гравитационные аномалии в свободном воздухе (а) для Китового хребта и прилегающих районов Южной Атлантики, сечение изодоний 25 мГал (по [7]); схема изостатических аномалий, осредненных по трапециям 1° x 1° (б) и 5° x 5° (в), сечение 25 мГал

2 руб.

4621