

**ТЕКТОНИКА
КОНТИНЕНТОВ
И
ОКЕАНОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ,
ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
Комиссия по международным
тектоническим картам

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СОЮЗ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
КОМИССИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
КАРТЫ МИРА
Подкомиссия тектонических карт

ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
МАСШТАБ 1:15 000 000



Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук Ю.Г. ЛЕОНОВ,
член-корреспондент АН СССР В.Е. ХАИН



МОСКВА "НАУКА"

1988

Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира масштаба 1:15000000. — М.: Наука, 1988. — 245 с. — ISBN 5-02-002035-4

Это расширенная объяснительная записка к Международной тектонической карте мира 1984 г. В ней изложены современные представления о тектоническом строении континентов и океанов Земли. Описание континентов и океанов выполнено специалистами из разных стран и основано на богатом новейшем материале.

Для геологов всех специальностей, связанных с изучением структурных элементов Земли в глобальном и региональном масштабах.

Рецензенты:

А.Е. Шлезингер, Н.В. Короновский

АВТОРСКИЙ КОЛЛЕКТИВ, КООРДИНАТОРЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ¹

На XX сессии Международного геологического конгресса в г. Мехико в 1956 г. при Комиссии геологической карты мира (КГКМ) была образована Подкомиссия тектонической карты мира, позднее (в 1980 г.) переименованная в Подкомиссию тектонических карт (ПТК). Основная задача Подкомиссии заключается в организации и координации международных исследований по составлению тектонических карт материков и мира в целом. Центральное место в программе ее работ за последние годы занимало составление Международной тектонической карты мира масштаба 1:15000000.

Работа над Международной тектонической картой мира была начата в 60-х годах. Подготовительная стадия была довольно длительной, и вплотную к составлению карты удалось приступить в середине 70-х годов, после того, как были созданы тектонические карты для большинства континентов. Работа над картой мира была завершена в 1980 г., и в 1981 г. карта была передана в печать. Она была выпущена в свет в 1984 г. к 27-й сессии Международного геологического конгресса вместе с краткой объяснительной запиской и уменьшенным схематизированным вариантом карты.

В составлении Международной тектонической карты мира принимал участие большой международный авторский и редакторский коллектив. Организация и координация работ выполнялись в основном В.Е. Хаиным (ныне президент ПТК) и Ю.Г. Леоновым (генеральный секретарь ПТК) при постоянной помощи и поддержке со стороны тогдашнего президента ПТК А.В. Пейве и руководителей Комиссии геологической карты мира — Ж. Марсэ (почетный президент), Ж. Обуэна (президент), Ф. Делани (бывший генеральный секретарь КГКМ). Значительную часть расходов, связанных с функционированием Подкомиссии тектонических карт вообще и с подготовкой Международной тектонической карты мира в частности, взяла на себя Академия наук СССР, в составе которой с этой целью организована Комиссия по международным тектоническим картам АН СССР. Существенную финансовую помощь при организации различных совещаний Подкомиссия получала также от Комиссии геологической карты мира.

В состав редакционного комитета Международной тектонической карты мира входят: Ф.Ф.М. де Альмейда (Бразилия), Г.Э. Грикуров (СССР), Ф.У. Даннинг (Великобритания), Г.Л. Джонсон (США), Р.Дж. Дуглас (Канада), В. Зоубек (Чехословакия), К. Креддок (США), А. Крёнер (ФРГ), М. Лемуан (Франция), Ю.Г. Леонов (СССР), С. Мартин (Венесуэла), М.В. Муратов (СССР), Ю.П. Непрочнов (СССР), К. Пламб (Австралия), Ю.М. Пушаровский (СССР), Д.К. Рей (Индия), М. Сандулеску (Румыния), М. Талвани (США), Г.Б. Удинцев (СССР), А. Фор-Мюре (Франция), Ж. Шубер (Франция), А.Л. Яншин (СССР). Главный редактор — В.Е. Хаин. Координаторы по отдельным регионам: Северная Америка — Р.Дж.У. Дуглас, Ф.Б. Кинг; Южная Америка — Ф.Ф.М. де Альмейда, С. Мартин; Европа — Ф.У. Даннинг, Г.Р. Гертнер, М. Лемуан, М. Сандулеску; Африка — Ж. Шубер, А. Фор-Мюре,

¹ Перевод с английского языка всех глав, написанных иностранными авторами, выполнен Л.И. Яковлевой.

А. Крёнер; Ближний и Средний Восток — Ю.Г. Леонов, И. Штёклин; Юго-Восточная Азия — Д.К. Рей; Австралия — Ф. Дауч, К. Пламб; СССР — Ю.Г. Леонов, М.В. Муратов, А.В. Пейве, В.Е. Хаин, А.Л. Яншин; Антарктида — К. Креддок, Г.Э. Грикуров; Тихий океан — Р.Л. Ларсон, Ю.М. Пушаровский; Атлантический океан — М. Талвани, Г.Б. Удинцев; Индийский океан — А.С. Лоутон, Ю.П. Непрочнов; Северный Ледовитый океан — Г.Л. Джонсон, Ю.Е. Погребницкий.

Сводку материалов и составление авторского оригинала карты осуществила картосоставительная группа Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР и геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (В.Д. Анисимова, Р.А. Герасимова, А.Г. Гостева, М.Г. Павленко, В.А. Рихтер, В.А. Седова, С.В. Черноок) под руководством Ю.Г. Леонова и В.П. Колчанова. Перевод названий тектонических структур и легенды карты выполнен М.А. Заварицкой.

Географическая основа карты составлена в ПКО "Картография" ГУГК при СМ СССР. Рельеф морского дна составлен под редакцией и при участии Г.В. Агаповой (с использованием листов 5.01, 5.02, 5.04, 5.05, 5.12, 5.17, 5.18 Международной генеральной батиметрической карты океанов масштаба 1:10000000 (ГЕБКО), V издания карты "Мировой океан" масштаба 1:10000000 (ГУНИО МО СССР) 1978 г. и др.). Редактор ПКО "Картография" Е.К. Шмидт.

В составлении макетов тектонических карт для отдельных участков суши и дна Мирового океана принимали участие следующие лица:

Северная Америка: США и Мексика — Ф.Б. Кинг с дополнениями и изменениями У.Р. Малбергера и М. Чуркина (США); Канада — Р.Дж.У. Дуглас (Канада); Гренландия — Ю.Г. Леонов (СССР) по Международной тектонической карте Европы и смежных областей. По шельфу использованы данные А. Гранца, С. Эйттра, Д.А. Динтера (США, 1979 г.); Элазара Учупи, Дж.А. Остина-мл. (США); К. Хинца (ФРГ); Х.-У. Шлютера, А.К. Гранта, С.П. Сриваставы, Д. Эмплби, Дж. Вудсайда (Канада); Р.Т. Хаурта, С.Е. Кинга (Канада).

Карибский бассейн: В.Е. Хаин (СССР) по материалам Дж.И. Кейса, Т.Л. Холкомба (США), А.Г. Белличия, М.И. Муньоз, Н.П. де Белличия (Венесуэла).

Южная Америка: Анды — С. Мартин (Венесуэла); внеандийская часть — Ф.Ф.М. де Альмейда (Бразилия). Дополнительно использованы Тектоническая карта Южной Америки масштаба 1:5000000 (1976 г.) и данные по шельфу Дж.Д. Миллимэна (США), Х.Е.Асмуса (Бразилия), В.И. Высоцкого (СССР).

Африка: Ж. Шубер, А. Фор-Мюре (Франция), А. Крёнер (ФРГ) с внесением дополнений по Северо-Западной Африке (юг Алжира, запад Нигера, частично Мали, Верхняя Волта, Мавритания, Гвинея) — Ю.В. Буфеева, В.И. Высоцкого, А.И. Ицкова, Д.М. Трофимова (СССР); по Северо-Восточной Африке (Сомали, Эфиопия, частично Кения, Судан, Египет) — Е.А. Долгинова, В.Г. Казьмина, В.Н. Козеренко, В.С. Ларцева, А.В. Разваляева (СССР); по альпидам Северной Африки — Ю.Г. Леонова (СССР) по Международной тектонической карте Европы и смежных областей с дополнениями по объяснительной записке к этой карте (1978 г.). Кроме того, использованы данные: по Заиру, Ливии, Нигерии — Ж. Лавро (Бельгия), Гус.Х. Гударзи, Дж. П. Смита (США), Шейкера Р. Микбела (Ливия), Акпо А. Абвобво (Нигерия), П.П. Иванчука (СССР); по шельфу — Э.С.В. Симпсона (ЮАР), А.Ю. Юнона, В.И. Высоцкого (СССР).

Аравийский полуостров: Глен Ф. Браун (США), А. Крёнер (ФРГ), А.В. Разваляев, В.А. Селиванов (СССР).

Европа (кроме СССР): Центральная и Западная Европа (включая Исландию и Шпицберген) — Ю.Г. Леонов (СССР) по Международной тектонической карте Европы и смежных областей с дополнениями по объяснительной записке к этой карте и некоторым другим материалам; Италия — Э. Аббате (Италия); Средиземное море — Б. Бижу-Дюваль (Франция), Я.П. Маловицкий (СССР) с использованием Международной тектонической карты Европы и смежных областей; СФРЮ — М. Димитриевич (СФРЮ); Балтийский щит (включая СССР) —

С.В. Богданова (СССР) по Международной тектонической карте Европы и смежных областей и материалам Ю.И. Лазарева, А.С. Новиковой, Е.Е. Федорова (СССР).

СССР: Русская плита — С.В. Черноок по Международной тектонической карте Европы и смежных областей и материалам Е.Н. Аксенова, Г.Ф. Буданова, Р.Г. Гарецкого, А.А. Клевцовой, Л.Г. Кирюхина, Ю.Т. Кузьменко, Е.М. Крестина, В.Л. Соколова, Ф.И. Хатянова, М.В. Чирвинской; северо-западная часть Черного моря — Ю.Г. Моргунов; Украинский массив — Г.И. Каляев с использованием Международной тектонической карты Европы и смежных областей; Таймыр, Новая Земля и арктический шельф — Ю.Е. Погребницкий; Урал — А.С. Перфильев; Туранская плита — В.А. Буш, Р.Г. Гарецкий, Л.Г. Кирюхин, А.Е. Шлезингер; Каспийское море — Л.И. Лебедев; Копетдаг — Л.М. Расцветаев; Западно-Сибирская плита — О.Г. Жеро, П.К. Куликов, В.Д. Наливкин, В.С. Сурков, Н.В. Шаблинская, Г.Б. Голионко; Центральный Казахстан — Ю.А. Зайцев с использованием Тектонической карты области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий масштаба 1:1500000 (1980 г.); Тянь-Шань — В.Г. Королев, Г.С. Поршняков; Алтай — М.Ф. Микунов; Саяны — Л.П. Зоненшайн, В.С. Сурков, А.П. Щеглов; Енисейский кряж — М.И. Волобуев; Сибирская платформа — О.Г. Жеро, А.Н. Золотов, К.Б. Мокшанцев, К.А. Савинский, В.С. Сурков; Прибайкалье — К.А. Клитин, Л.А. Козубова, Л.И. Салоп; Забайкалье — В.В. Старченко, И.Г. Рутштейн; Становое, Алданское нагорья — А.М. Лейтес, А.Л. Ставцев, В.С. Федоровский; Верхояно-Чукотская область — Г.С. Гусев, К.Б. Мокшанцев, Г.Е. Некрасов, С.М. Тильман; Корякский хребет — М.С. Марков, С.М. Тильман, А.Д. Чехов; Камчатка — М.С. Марков; Сахалин — Н.А. Богданов; Приамурье, Приморье — А.О. Мазарович, Л.М. Парфенов, М.Т. Турбин с использованием Геологической карты района Байкало-Амурской магистрали масштаба 1:1500000 (1978 г.); Берингово море — Г.С. Гнибиденко, О.А. Шмидт (СССР), Д. Шолл (США); Охотское и Японское моря — Г.С. Гнибиденко, Е.Н. Меланхолина, Ю.Н. Разницын с использованием Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1:1500000 (1980 г.).

Азия: Кавказ, Малая Азия, Ближний Восток — Ю.Г. Леонов (СССР) по Международной тектонической карте Европы и смежных областей с дополнениями по объяснительной записке к этой карте; Иран, Пакистан — Й. Штёклин (Швейцария), Ю.Г. Леонов (СССР); Афганистан — Ш. Абдулла (Афганистан), Й. Штёклин (Швейцария), С.С. Карапетов, В.П. Колчанов, И.И. Сонин (СССР); Гималаи — Д.К. Рей (Индия), М. Реми (Франция), Ю.Г. Леонов, Д.П. Резвой, В.А. Швольман (СССР) с использованием данных А. Гансера (Швейцария), Й. Штёклина (Швейцария); Индия — Д.К. Рей (Индия), В.М. Моралев (СССР) с использованием Карты осадочных бассейнов области ЭСКАТО масштаба 1:10000000 (1979 г.); Китай — Г.П. Вергунов (СССР) по следующим геологическим и тектоническим картам: Геологическая карта Китая масштаба 1:4000000 (1976 г.), Геологическая карта Азии масштаба 1:5000000 (1975 г.), Геологическая карта Китая масштаба 1:4000000 под редакцией Дж. Менга (1970 г.), Тектоническая карта Китая масштаба 1:4000000 (1975 г.), Тектоническая карта Кореи масштаба 1:1000000 (1974 г.), Тектоническая карта Китая масштаба 1:10000000 под редакцией Т.К. Хуанга (1976 г.), Тектоническая карта Китая и Монголии масштаба 1:5000000 под редакцией Дж. Термана, Э. Боуэрса, Г. Солмани, Чинг Чанг Ву (1973 г.), Карта метаморфизма Азии масштаба 1:5000000 под редакцией В.С. Соболева (1978 г.), Карта метаморфизма Кореи масштаба 1:2500000 (1974 г.), Тектоническая карта Китая масштаба 1:4000000 (1979 г.), Карта осадочных бассейнов области ЭСКАТО 1:10000000 (1979 г.); шельф — Ю.С. Липкин (СССР), В. Апосталеску, Ж. Летузей (Франция); Тибет — Г.П. Вергунов, Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин (СССР) по Тектонической карте Китая масштаба 1:4000000 (1979 г.); МНР — Б. Лувсанданзан (МНР), Н.С. Зайцев, Л.П. Зоненшайн (СССР); Индокитай — Ю.Г. Гатинский

(СССР), Н.Н. Минь (СРВ); Малакка — В.К. Шу, Йин Е. Хенг (Малайзия), Ю. Г. Гатинский (СССР); Индонезия — А.В. Мишина (СССР) с использованием Тектонической карты Индонезийского района масштаба 1:5000000 под редакцией У. Гамильтона (1979 г.), Геологической карты Азии и Дальнего Востока масштаба 1:5000000 ЭСКАТО (1971 г.); Филиппины — П.М. Алькантара, Г.Р. Бальче (Филиппины), А.В. Мишина (СССР); Япония — Т. Нозава, К. Ичикава, Х. Исоми, И. Кобайashi, Т. Мацуда (Япония), Р.Д. Родникова (СССР); Филиппинское море — Н.А. Богданов (СССР); окраинные моря Юго-Восточной Азии — А.В. Мишина, Р.Д. Родникова (СССР) по Карте осадочных бассейнов области ЭСКАТО масштаба 1:10000000 (1979 г.), Тектонической карте Индонезийского района масштаба 1:5000000 (1978 г.), материалам сборника "Исследования по тектонике и ресурсам Восточной Азии" (Бангкок, 1980 г.).

Австралия: Ф. Дауч, Е. Шайбнер, К. Пламб, Р.В.Р. Ратленд (Австралия) с дополнительным использованием Тектонической карты Австралии и Новой Гвинеи масштаба 1:5000000 (1971 г.), Карты осадочных бассейнов области ЭСКАТО масштаба 1:10000000 (1979 г.); Новая Гвинея — Р. Питерс (Австралия); Новая Зеландия — Г.М. Гриндлер, П. Оливер (Новая Зеландия).

Антарктида: Г.Э. Грикуров, Е.Н. Каменев, М.Г. Равич (СССР).

Тихий океан: Г.В. Агапова, А.В. Живаго, Ю.М. Пушаровский, А.Е. Сузюмов, Г.Б. Удинцев (СССР), Р.Л. Ларсон, У. Питмэн, Р.Л. Фишер, Д. Форнари, Эллен М. Херрон (США) с использованием материалов: Линейные магнитные аномалии океанов (У. Питмэн III, Р.Л. Ларсон, Эллен М. Херрон, 1974 г.), Тихий океан масштаба 1:36000000 (Геологический атлас мира, лист 20, координаторы Б. Хизен, Д. Форнари, 1978 г.), Мировой океан масштаба 1:10000000 (ГУНИО МО СССР, 1978 г.), Топография северной части Тихого океана (Ла Хойя, 1971 г., 2-е издание, 1977 г.), Топография южной части Тихого океана (Ла Хойя, 1975 г.); материалов А.К. Купера, Д.В. Шолла, М.С. Марлоу, Дж.Р. Чайлдса, Дж.Д. Реддена, К.А. Квенвольдена, Э.Дж. Стивенсона (США); картографы-составители А.Г. Гостева, М.Г. Павленко, В.А. Рихтер.

Атлантический океан: Н.И. Ларина, Г.Б. Удинцев, А.Ю. Юнов (СССР), У. Питмэн, М. Талвани, М. Тарп, Э. Учупи, Б. Хизен, К. Эмери, Дж. Юинг (США), Э.С.В. Симпсон (ЮАР), Э. Лоутон (Великобритания), О. Элдхолм (Норвегия), Х.Е. Асмус (Бразилия) с использованием материалов Ж.К. Сибюе, Ж. Маскла (Франция), И.Дж.У. Джонса, К.К.С. Мгбатогу (США), Нареша Кумара, Р. Лейдена (США), Ж. Карвалью, О. Францисconi (Бразилия), Х.Р. Джексона, К.И. Кина, Р.К.Х. Фалконера, К.П. Эпплтона (Канада); картограф-составитель Р.А. Герасимова.

Индийский океан: Ю.П. Непрочнов, В.Е. Милановский (СССР), Р.Л. Фишер, Б. Хизен, М. Тарп (США), Р. Шлиш (Франция), Э.С.В. Симпсон (ЮАР); картограф-составитель В.А. Рихтер.

Северный Ледовитый океан: Г.Л. Джонсон (США), А.М. Карасик, Ю.Е. Погребницкий (СССР); картограф-составитель В.Д. Анисимова.

ЛЕГЕНДА (ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ)

На Международной тектонической карте мира тектоническое расчленение дано для всей — и континентальной, и океанической — поверхности земного шара. Поэтому в легенде имеются два раздела: один — для областей с корой континентального типа (площадь материков и шельфов), второй — для областей с океанической и субокеанической корой, включая переходные от океанов к континентам зоны.

ОБЛАСТИ С КОРОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА (МАТЕРИКИ И ШЕЛЬФЫ)

В основе тектонического расчленения континентальных площадей лежит выделение складчатых, орогенных и платформенных комплексов.

СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Критерием выделения разновозрастных складчатых комплексов является возраст консолидации подвижной (геосинклиальной) области. Этот общий критерий несколько по-разному реализуется для докембрийских (особенно раннедокембрийских) и более молодых складчатых поясов. Для фанерозоя он может быть применен в принципе относительно просто; с докембрием дело обстоит сложнее.

Главным критерием выделения складчатых комплексов докембрия служит возраст заключительных этапов их становления, который определяется по радиометрическому возрасту гранитов и метаморфических пород. При этом для них в отличие от фанерозойских комплексов не всегда удастся однозначно установить тектоническую сущность процессов, возраст которых определяется радиометрическими методами. Так, не всегда можно отделить процессы заключительной складчатости или консолидации от процессов магматической и тектонической активизации, сопровождавшихся "омоложением" пород. К тому же пока еще не до конца ясно, до каких пределов можно распространять аналогию между тектоническими процессами фанерозоя и более глубокого докембрия.

Возрастные рубежи, по которым выделены подразделения докембрия ("дофанерозоя"), соответствуют эпохам гранитизации и метаморфизма, прослеживаемым во многих докембрийских складчатых поясах и, по-видимому, имеющим глобальное значение. Для этих эпох на карте введены следующие обозначения: 3100 ± 200 млн лет — A_1 , местами A_0 , но без изменения цвета (наиболее древние части докембрийских комплексов с возрастом древнее 3500 млн лет); 2600 ± 200 млн лет — A_2 (эпохи кеноранская, либерийская); 2200 ± 100 млн лет — P_1 (эпохи раннекарельская, эбурнейская, трансамазонская); 1900 ± 100 млн лет — P_2 ; 1700 ± 100 млн лет — P_3 (эпохи позднекарельская, гудзонская, матсапская); 1300 ± 100 млн лет — P_4 (эпохи эльсонская, кибарская, готская); 900 ± 100 млн лет — P_5 (эпохи гренвилевская, уруасуанская, дальсландская, исседонская).

Кроме этого, на карте выделены нерасчлененные комплексы: архейские (A) — древнее 2600 млн лет; раннедокембрийские (AP) — древнее 1700 млн лет; протерозойские, местами с археем (P) — древнее 900 млн лет; позднедокембрийские (PR) — моложе 1700 млн лет.

Принятые подразделения легенды и соответствующие им возрастные рубежи в общем случае отражают главные этапы развития докембрийских складчатых поясов. Из них труднее всего проводится граница между P_2 (1900 ± 100 млн лет) и P_3 (1700 ± 100 млн лет). В частности, на Балтийском щите в их разделении имеется некоторый элемент условности, так как граница между ними нередко оказывается скользящей.

Для многих складчатых поясов, а для докембрийских в особенности, показано также характерное для них полифазное развитие с двукратно или многократно повторяющимися процессами складчатости, гранитизации, метаморфизма.

Фанерозойские складчатые комплексы выделяются по возрасту деформации (заключительной складчатости, консолидации). Соответствующие им подразделения объединены в несколько групп: комплексы, деформированные в конце протерозоя—начале кембрия (R), ранне-среднепалеозойские (E), позднепалеозойские (L), мезозойские—палеоценовые (M), кайнозойские (K). По большей части эти комплексы на карте расчленены на более дробные подразделения (например, E_1 , E_2 , E_3 , E_4 и др.), которые соответствуют складчатым комплексам, сформировавшимся в ходе отдельных крупных эпох складчатости — тектогенеза

(например, E_1 — салаирская, сардинская, роская эпохи среднего—позднего кембрия; E_2 — таконская, раннекаледонская, бенамбранская эпохи позднего ордовика; E_3 — позднекаледонская эпоха конца силура—начала девона; E_4 — акадская, табераберская эпохи среднего девона). Для ряда подразделений применено еще более дробное расчленение ($M_1^1, M_1^2, M_3^1, M_3^2$).

Тектоническая и магматическая переработка складчатых комплексов показывается в тех случаях, когда складчатые комплексы подверглись повторной тектонизации и их современная структура является результатом полифазного процесса. Переработка обозначается на карте вертикальной штриховкой, цвет которой указывает возраст переработки. Переработка может быть и многократной, но на карте данного масштаба невозможно показать более одной переработки; в таких случаях выбрана наиболее значительная и, как правило, наиболее поздняя из них.

Чтобы не смешивать явления разной значимости и не перегружать карту, на ней показана лишь сильная переработка, вызывающая радикальную перестройку внутренней структуры комплексов или метаморфогенные и палингенные преобразования с массовым изменением (омоложением) радиометрического возраста пород. Такие явления особенно широко развиты в докембрийских комплексах, но не являются редкостью и для более молодых складчатых поясов. Хорошим примером служит интенсивная переработка в палеозое докембрийских комплексов Центрального и Армориканского массивов Франции, мезозойская и кайнозойская переработка более древнего основания Альп; можно было бы привести и много других примеров. Более слабая переработка, которой в той или иной степени почти всегда подвергаются древние образования внутри более молодых подвижных поясов, а также то последовательное усложнение тектонической структуры, которое происходит в ходе одного тектонического цикла, как правило, не показываются; это — обычное явление, не нуждающееся в специальном подчеркивании.

Дополнительное расчленение складчатых комплексов фанерозоя заключается в выделении (с помощью накладных штриховок) миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных комплексов, которые показаны, однако, только в наиболее ясных случаях.

К миогеосинклинальным отнесены прежде всего комплексы краевых зон складчатых поясов, заложившихся на платформенном основании (западный склон варисцид Урала, внешняя зона варисцид Южных Аппалачей, внешняя зона альпид Загроста и др.). В эту же категорию включены внутрикратонные прогибы — складчатые зоны, проникающие вглубь платформы и заполненные мощными толщами отложений (Донецкий прогиб и др.).

Эвгеосинклинальные комплексы выделяются в первую очередь по наличию пород офиолитовой ассоциации, а также пород спилит-диабазовой, кремнистой и некоторых других ассоциаций, которые рассматриваются как фрагменты древней океанической коры. Из-за небольшой, как правило, площади их выходов в современной структуре данные комплексы показаны на карте не везде, но информация о них дополняется изображением специальным знаком (фиолетовая сетка) выходов пород офиолитовой ассоциации.

ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В группу орогенных комплексов объединены: моласса областей эпигеосинклинального и внегеосинклинального орогенеза (горообразования), в том числе моласса краевых прогибов; орогенные вулканические и вулкано-плутонические ассоциации, включая крупные вулканические пояса; молассоподобные ("молассоидные") комплексы континентальных рифтовых поясов. Иногда (в основном австралийскими геологами) такого рода образования, точнее их часть, называ-

ются переходными (transitional). Они могут находиться как внутри складчатых поясов, так и за их пределами (рифтовые пояса, зоны эпиплатформенной активизации). Обособление орогенных комплексов объясняется их своеобразием, обусловленным спецификой орогенного тектонического режима, отличающегося как от геосинклинальных, так и от платформенных режимов.

Индекс орогенных комплексов состоит из буквы "о" (от англ. orogen) и индекса, указывающего на возраст. Выделяются: оР — орогенные комплексы позднего протерозоя, оR — венда—начала кембрия, оЕ — позднего силура—девона, оL — позднего палеозоя, оМ (с дополнительным разделением на оМ₁, оМ₂, оМ₃) — мезозоя—палеоцена, оК — олигоцена—квартера.

К категории орогенных комплексов на рассматриваемой карте отнесены преимущественно недеформированные и слабдеформированные толщи данного типа. Их более сильнодеформированные аналоги показываются, как правило, в виде складчатых комплексов. Их орогенная природа отмечается в этом случае цветными точками молассы.

ЧЕХЛЫ ПЛИТ И ДОПЛИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМ

В процессе работы над картой обсуждались два варианта изображения платформенных чехлов: по возрасту фундамента и по возрасту чехла, точнее, по времени начала формирования чехла. В конце концов предпочтению было отдано районированию по времени начала формирования чехлов.

Приняты две основные градации чехлов: чехлы с индексом сРН (буква "с" от англ. cover — чехол), формирование которых началось в раннем—среднем палеозое или даже позднем докембрии, и чехлы с индексом сМК, начинающиеся с отложений карбона (или моложе) и местами верхов девона.

Чехлы, выделенные таким путем, все же определенным образом корреспондируют с возрастом фундамента плит. Чехлы сРН приурочены, естественно, только к древним платформам. Чехлы сМК в основном образуют плиты молодых платформ с палеозойским возрастом фундамента; значительно реже они выделяются в пределах древних платформ, отмечая здесь участки, которые были вовлечены в прогибание с накоплением платформенного чехла только в мезозое или кайнозое. Чехлы сМК₀ развиты почти исключительно на плитах с фундаментом каледонского (ранне-среднепалеозойского) возраста.

Специальный контурный знак введен для выделения мезозойских и кайнозойских впадин на древних платформах (в пределах чехлов сРН). Применение этого знака позволяет наглядно показать распределение областей молодого опускания на древних платформах, развивавшихся синхронно с опусканием и накоплением осадочного чехла плит молодых платформ.

Глубина залегания поверхности фундамента на плитах изображается, как обычно, изогипсами (в абсолютных отметках) и ступенчатой раскраской.

На большинстве древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской) перечисленные выше данные дополняются изображением границ распространения некоторых структурных комплексов чехла. Наибольший интерес представляют границы распространения погребенных позднедокембрийских (рифейских, вендских) образований на некоторых платформах (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской), которые в сочетании с изображением систем погребенных разрывов в фундаменте и нижних горизонтах платформенного чехла хорошо прорицывают конфигурацию авлакогенов, образовавшихся на ранних стадиях развития этих платформ.

Кроме отмеченных чехлов сРН, сМК и сМК₀, на древних платформах особым цветом показаны наиболее древние, доплитные, комплексы, накопившиеся до начала формирования сплошного чехла плит. Они сложены осадочными и вул-

каническими породами дорифейского (индекс сР) и рифейского (индекс сR) возраста.

Деформированные чехлы показаны цветной сеткой, цвет которой соответствует возрасту деформации. Совместный анализ распространения складчатых комплексов и соответствующих им по возрасту деформированных платформенных чехлов позволяет полнее оценить ареал проявления тектогенеза того или иного времени.

АССОЦИАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД, ИНТРУЗИИ, РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

В соответствии с масштабом карты на ней показаны лишь некоторые, наиболее характерные с точки зрения связи с определенными тектоническими режимами, ассоциации (формации) осадочных и вулканических пород, крупные интрузии и некоторые формы регионального метаморфизма.

Из осадочных формаций показаны крупные зоны развития флиша и молассы (с разделением последней по возрасту в соответствии с возрастным расчленением орогенных комплексов).

Среди магматических образований выделяются, во-первых, несколько ассоциаций вулканических пород (включая толщи вулканогенно-осадочного состава) с относящимися к ним гипабиссальными интрузиями и, во-вторых, самостоятельные интрузивные массивы.

Две из выделенных ассоциаций распространены только в раннем докембрии: серии архейских—раннепротерозойских зеленокаменных поясов и пикрит-базальтовая и контрастная ассоциации протерозойских структур рифтового типа.

Особое место в ряду магматических пород занимает ассоциация основных и ультраосновных пород, включающая офиолиты и серпентинитовый меланж. Она показана фиолетовой сеткой. Дополнительно, самостоятельным знаком, показаны также отдельные крупные массивы гипербазитов.

Интрузивные тела гранитоидного состава расчленяются по возрасту согласно возрастному делению, принятому для складчатых комплексов. Граниты разделены на две группы: а) гранитогнейсы и граниты с ориентированной структурой, в том числе палингенные и метасоматические (граниты этой группы в основном принадлежат к категории синтетектонических); б) граниты, не обладающие ориентированной структурой (группа поздне- и посттектонических, анорогенных гранитов).

Помимо ультраосновных пород и гранитов, на карте показаны также самостоятельные крупные массивы анортозитов и габбро-анортозитов и обычно небольшие по размеру щелочные интрузии, включая карбонатиты.

Региональный метаморфизм изображен на карте ограниченно, выделены только две его формы: во-первых, гранулитовая и высокие ступени амфиболитовой фации, а во-вторых, уже упоминавшиеся зоны гранитизации и мигматизации. Специально показаны, кроме того, массивы чарнокитов и чарнокитоидов, широко развитые в ряде докембрийских складчатых поясов.

ОБЛАСТИ С КОРОЙ ОКЕАНИЧЕСКОГО И ПЕРЕХОДНОГО ТИПА (ОКЕАНЫ, ВНУТРЕННИЕ И ОКРАИННЫЕ МОРЯ)

Если составление легенды континентальной части коры могло основываться на традициях, выработанных в процессе работы над уже многочисленными картами континентов и отдельных регионов и стран, то в отношении океанов таких традиций практически не существовало. Наметились два альтернативных подхода. Один из них представлен тектонической картой Тихого океана масштаба 1:10000000, изданной под редакцией Ю.М. Пушаровского и Г.Б. Удинцева в 1970 г. На этой карте в основу тектонического районирования океана положен

структурно-геоморфологический принцип. Иначе говоря, принимая во внимание общее соответствие структурных элементов ложа океана элементам рельефа этого ложа, структурные элементы можно оконтуривать в соответствии с батиметрической картой. Их возраст при этом не нашел отражения на карте (для этого еще не было фактических данных, так как карта была составлена в основном до осуществления проекта глубоководного бурения).

Принципиально иной подход иллюстрируется картами отдельных океанов, составленными в конце 70-х гг. Б.С. Хизеном и его сотрудниками для Геологического атласа мира под редакцией Ж. Шубера и А. Фор-Мюре. Эти карты построены уже по данным глубоководного бурения и картирования линейных магнитных аномалий, и на них дано возрастное расчленение кровли второго слоя океанической коры (или, что то же, подошвы первого слоя, т.е. осадочного чехла). Карты данного типа названы авторами геологическими, но фактически они, скорее, являются разновидностью палеогеологических карт (или геологических со снятым осадочным чехлом). После некоторых колебаний редакционная коллегия решила пойти в основном по второму пути, дополнив возрастное расчленение кровли второго слоя структурными обозначениями контуров котловин и впадин и поднятий в пределах океанических плит. Этот метод тектонического районирования ложа океана в общем не противоречит структурно-геоморфологическому, поскольку существует определенное соответствие между рельефом ложа океана и возрастом океанической коры и, кроме того, в известной мере корреспондирует с расчленением континентальной коры по времени заключительной складчатости, т.е. окончательной консолидации и начала платформенного чехла.

Согласно принятым принципам, срединно-океанические хребты выделяются как зоны развития коры олигоцен-четвертичного возраста с подразделением на осевые (гребневые) зоны с плиоцен-четвертичной корой (линейные магнитные аномалии 1—5) и фланговые зоны с олигоцен-миоценовой корой (линейные магнитные аномалии 5—13). Следует, однако, отметить, что в Тихом океане граница между гребневой и фланговой зонами проходит, скорее, по магнитной аномалии 4, чем 5. Особыми знаками показаны оси срединных хребтов, т.е. оси современного спрединга с рифтовыми зонами и без рифтовых зон. Для древних осей спрединга введен отдельный знак.

Океаническим плитам соответствует кора доолигоценного возраста; она расчленена на зоны четырех возрастов: 1) плиоцен-эоценового (линейные магнитные аномалии 13—26); 2) палеоцен-позднемиоценового (аномалии 26—34); 3) раннемиоценового (аномалии M1—M17); 4) поздне- и среднеюрского (аномалии M17—M29). Определенные трудности были связаны с проведением границы между позднемиоценовой и раннемиоценовой корой, поскольку, как известно, она не совпадает с какой-либо линейной магнитной аномалией, а проходит в пределах зоны спокойного магнитного поля между аномалиями 34 и M1. При проведении данной границы основное значение имели результаты глубоководного бурения. В связи с тем, что эти результаты вообще имели решающее значение для районирования океанической коры по времени ее формирования, скважины глубоководного бурения и информация об основных результатах бурения нанесены на карту.

В пределах океанических плит расположены многочисленные внутриплитные поднятия. Часть из них имеет очевидное вулканическое происхождение, особенно те, на которых вулканическая деятельность продолжается и в современную эпоху. По возрасту вулканические хребты и крупные вулканические сооружения разделены на четыре группы: 1) меловые; 2) палеогеновые; 3) олигоцен-миоценовые; 4) плиоцен-четвертичные. Приходится отметить определенные трудности в установлении этих возрастов вследствие недостатка фактических данных, особенно по наиболее древним образованиям, и в связи с этим известную условность принятого расчленения.

Другая группа внутриплитных поднятий не имеет столь очевидного вулканического происхождения, хотя также обладает фундаментом из вулканических пород, надстраивающих толстые базальты второго слоя, т.е. фактически это скрытовулканические поднятия. Вместе с тем они, как правило, осложнены разрывными нарушениями сбросового типа и имеют благодаря этому блоковое строение (поднятия Шатского и Хесса в Тихом океане, Бермудское и Китовое в Атлантическом, Брокен в Индийском и др.). Они разделены по времени начала накопления осадочного чехла (т.е. смены поднятия погружением) аналогично внутриплитным впадинам. Пришлось особо выделить также поднятия с корой неуставленного возраста.

На фоне внутриплитных впадин и котловин отмечено распространение подводных гор, естественно, лишь главных. Наиболее крупные из гор показаны в их реальных границах, т.е. в масштабе карты, более мелкие — немасштабным знаком. Горы разделены на горы вулканического и невыясненного происхождения; следует полагать, что многие из последних также являются вулканическими, за очевидным исключением гор гребневых зон срединных хребтов и крыльев трансформных разломов. Особым знаком помечены гайоты (гийоты), т.е. горы с плоскими усеченными вершинами.

Определенное место в структуре ложа океанов принадлежит глыбам с континентальной корой — отторженцам континентов, так называемым микроконтинентам (Роколл в Атлантическом, Сейшелы в Индийском океане и др.). Наряду с настоящими микроконтинентами, со всех сторон окруженными океанической корой, существуют (например, против западного побережья Австралии) прилегающие к подводным окраинам континентов глубоко опущенные блоки континентальной коры, обычно выраженные подводными плато. Для тех и других введены особые обозначения — цветная горизонтальная штриховка на белом фоне, цветом показан возраст континентальной коры (фундамента): докембрийский, палеозойский, мезозойский, кайнозойский, неуставленного возраста.

По мощности коры к микроконтинентам близки некоторые океанические поднятия, кора которых, однако, по сейсмическим и отчасти геологическим данным по своему строению однотипна океанической коре, но отличается повышенной мощностью второго и третьего слоев. Такова кора Исландии, плато Онтонг-Джава (Капингараманги) и Манихики в Тихом океане и некоторых других поднятий. В отдельных случаях имеющейся информации недостаточно, чтобы решить, чем подстилается данное поднятие — утолщенной океанической или утоненной континентальной корой.

Ложе океанов пересекается многочисленными трансформными разломами; штриховка показывает, какое их крыло оказывается относительно поднятым (обычно с более молодой корой). Вдоль этих разломов нередко протягиваются линейные впадины, глубина которых заметно превышает обычную глубину океанических плит, достигая 7 км и более (впадины Романш, Вима, Чейн в Атлантическом океане и аналогичные им). Подобные впадины нередко сопровождают разломные ограничения линейных подводных хребтов, например Чагос и Восточно-Индийского в Индийском океане. Эти впадины нередко называют желобами по аналогии с глубоководными желобами, сопряженными с островными дугами, но по своему происхождению (образуются в условиях растяжения) они не имеют с ними ничего общего.

Особая система обозначений применена для переходных зон от океанов к континентам. Области шельфа показаны в принципе в тех же обозначениях, что и континенты. Континентальные склоны подразделены на два типа: 1) с ясно выраженной бровкой, обычно тектонические или эрозионно-тектонические; 2) проградационные. Отдельным знаком показаны области переработки, утонения и выклинивания гранитогнейсового слоя в подножье континентального склона и во впадинах окраинных и внутренних морей.

В последнем случае такую кору не всегда легко отличить от субокеанической коры, показанной другим знаком; следует, таким образом, иметь в виду некоторую условность их разделения. В случае развития в окраинных и внутренних морях коры доказанного океанического типа она подразделена по возрасту аналогично коре собственно ложа океана.

Особая группа знаков присвоена островным дугам. Среди них выделены: 1) вулканические активные; 2) вулканические неактивные в современную эпоху; 3) невулканические. Специальными знаками показаны погруженные части и склоны дуг, включая промежуток дуга—желоб (преддуговые бассейны) и междуговые прогибы (например, Лау, Восточно-Марианский). Выделены глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами; среди последних особым знаком помечены желоба, заполненные осадками. Вдоль осей желобов отмечен выход на поверхность глубоких сейсмофокальных зон (зон Вадати—Заварицкого—Беньофа). Выделены также краевые валы, обычно сопровождающие глубоководные желоба с океанической стороны.

Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин

КОНТИНЕНТЫ

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Основные орографические особенности материка соответствуют главным чертам его тектонического строения (рис. 1). Центральные равнины практически совпадают с Северо-Американской платформой, представляющей собой устойчивый блок, подстилаемый континентальной корой кристаллических пород докембрия. Эти породы широко обнажаются на Канадском щите на северо-востоке Канады и на западе и юге Гренландии, которая является частью щита, отделенной от него в позднем мезозое в результате раскрытия пролива Дэвиса и Лабрадорского моря. За пределами Канадского щита кристаллические образования платформы перекрываются в основном неметаморфизованными слоями, возраст которых колеблется в пределах от среднего протерозоя до третичного периода. Породы фундамента платформы выходят, однако, на поверхность в поднятиях центральной и южной частей Скалистых гор на западе США и в менее крупных поднятиях, таких, как Блэк Хиллз, Льяно, Озарк, в центре внутренней части платформы.

Горные цепи, обрамляющие платформу, соответствуют орогеническим поясам, связанным с взаимодействием плит по краям платформы в палеозое, мезозое и кайнозое. Части Северной Америки были отколоты от платформы в результате рифтогенеза, приращены к ней в ходе аккреции или смещены вдоль континентальных окраин, однако в основном целостность внутренней части континента не была нарушена и оставалась без изменений с протерозоя [Hoffman et al., 1982].

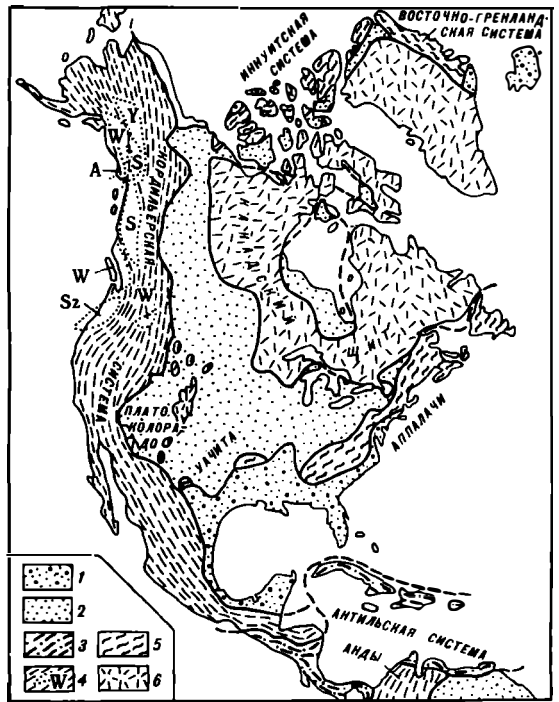
СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

◆УНДАМЕНТ

Породы фундамента Северо-Американской платформы, выходящие на поверхность на Канадском щите, состоят из нескольких архейских ядер, разделенных и окруженных поясами сложно дислоцированных образований протерозойского возраста. Самый крупный из архейских блоков — кратон Сьюпириор. Он простирается от области западнее Великих Озер в северо-восточном направлении к северу от Квебека на расстояние более 2500 км. Другие, менее крупные, архейские ядра включают кратон Нутак на юге Гренландии и северо-востоке Лабрадора, кратон Каминак западнее Гудзонова залива и кратон Слейв севернее Великого Невольничьего озера [Hoffman et al., 1982]. Еще один блок архейских пород, кратон Вайоминг, обнажается в нескольких отдельных поднятиях фундамента в центральной части Скалистых гор в штате Вайоминг. Самые древние породы, известные в Северной Америке, — гранитогнейсы у юго-западной оконечности кратона Сьюпириор с возрастом 3,6 млрд лет, а также гранитогнейсы Амитсок в кратоне Нутак на юго-западе Гренландии с возрастом около 3,8 млрд лет; это одни из самых древних известных на Земле пород.

Архейские кратоны частично сложены рассланцованными кварц-полевошпатовыми гнейсами высокой степени метаморфизма, сочетающимися в разной пропорции с амфиболитами и метаморфизованными осадочными породами,

Рис. 1. Тектоническая схема Северной Америки, по П. Кингу [King, 1969a] с дополнениями 1, 2 — платформенный чехол: 1 — на плитах с палеозойским и более молодым фундаментом (включая третичные и четвертичные вулканические породы), 2 — Северо-Американского кратона; 3—5 — складчатые зоны: 3 — третичные, 4 — мезозойские и третичные, включающие экзотические элементы (блоки); 6 — Юкон-Танана, W — Рангелия, А — Александер, S — Стикния, Sz — Силетзия, 5 — палеозойские; 6 — выступы докембрийских пород Северо-Американского кратона



включая слюдяные сланцы, кварциты, мраморы и толщи полосчатых железистых пород. Широко распространены в архейских областях и зеленокаменные пояса — относительно узкие линейные синформы, сложенные вулканиками основного — среднего состава, переслаивающимися с вулканокластическими осадками, степень метаморфизма которых значительно ниже, чем окружающих гнейсовых пород. Зеленокаменные пояса, по-видимому, характерные для архея, рассматриваются как образования задуговых впадин в областях с древней континентальной корой, представленной окружающими гнейсами. Как зеленокаменные пояса, так и обрамляющие их гнейсы испытали деформацию и гранитный плутонизм в позднем архее (2,7—2,6 млрд лет) во время событий, получивших название кеноранской складчатости в кратоне Сьюпириор.

Области вокруг архейских ядер сложены разнообразными деформированными супракрустальными и плутоническими породами раннепротерозойского возраста, а в некоторых местах включают значительное, хотя в точности и не установленное количество архейских образований, переработанных в эпоху раннепротерозойских деформаций. По краям некоторых из этих поясов архейский фундамент несогласно перекрыт слабометаморфизованными раннепротерозойскими миогеосинклинальными осадочными сериями, в то время как внутренние области этих же поясов сложены эвгеосинклинальными сланцами и граувакками протерозойского возраста с включениями вулканических ассоциаций островодужного типа, которые были сильно метаморфизованы и деформированы вместе с архейским фундаментом. Деформацию, плутонизм и метаморфизм в этих поясах условно относят к гудзонской складчатости, с возрастом около 1735 млн лет [King, 1969; Stockwell et al., 1968], однако на основе более современных геологических и геохронологических исследований предполагается, что складчатость имела место в разное время в разных поясах в течение довольно длительного отрезка времени в раннем протерозое. Так, теперь установлено, что плутонизм, деформация и метаморфизм в складчатом поясе Уопмэй к западу от кратона Слейв имели место во временном интервале между 1885 и 1860 млн лет [Hoffman, Bowring, 1984; Hildebrand, Bowring, 1984].

К числу основных раннепротерозойских складчатых поясов, выходящих на поверхность на Канадском щите, относятся, кроме пояса Уопмэй, пояса Рейндьер и Циркум-Унгава в области к северо-западу и северо-востоку от кратона Сьюпириор, пояс Китилид на юге Гренландии и пояс Пинокен к югу от кратона Сьюпириор. Самым крупным и пока что наименее понятным из раннепротерозой-

ских подвижных поясов является так называемая северо-западная провинция Черчилл [Hoffman et al., 1982], которая простирается от центра Гренландии на юго-запад, к северо-западной части провинции Альберта, отделяя архейский кратон Слейв от кратона Каминак. Согласно данным П. Гоффмана и его коллег, большая часть этого пояса состоит из высокометаморфизованных пород, частично архейских, местами перекрытых сильнодеформированными и метаморфизованными эпикратонными осадочными сериями раннего протерозоя. Несмотря на геохронологию, основные периоды складчатости в северо-западной провинции Черчилл, по-видимому, древнее, чем в складчатом поясе Вепмэй, расположенном севернее, и в более южных поясах Рейндьер и Циркум-Унгава; во время событий в этих поясах, обрамляющих северо-западную провинцию Черчилл, ее части были активизированы.

Сильно деформированные и метаморфизованные супракрустальные породы с интрузиями синтетектонических plutонов широко обнажаются также и в поднятиях на юге Скалистых гор, к югу от кратона Вайоминг. Известно, что все эти серии раннепротерозойского возраста [Tweto, 1982]. От архейского кратона Вайоминг они отделены поясом — Шайенн — крупной зоной скола, интерпретируемой как сутура [Karlstrom, Houston, 1984]. К северу от этой зоны раннепротерозойские миогеосинклинальные осадочные серии лежат на архейском фундаменте, тогда как к югу от нее следов более древнего фундамента не обнаружено. Геологические и геофизические данные позволяют предположить, что раннепротерозойские метаморфические и плутонические породы, сходные с теми, которые обнажаются на юге Скалистых гор, слагают значительную часть закрытой площади Северо-Американской платформы в центральных областях США, хотя очень часто они лежат под более молодыми протерозойскими сериями.

Некоторые из раннепротерозойских орогенических поясов интерпретируются как зоны коллизии типа островная дуга—континент и островная дуга—микроконтинент; в настоящее время есть основания рассматривать их в рамках процессов тектоники плит на древних континентальных окраинах, хотя точная природа этих процессов в протерозое остается неясной [Hoffman et al., 1982]. Каким бы ни было их истолкование в свете тектоники плит, орогеническая активность в этих раннепротерозойских подвижных поясах привела к наращиванию архейских кратонных ядер и стабилизации большей части Северо-Американской платформы к концу раннего протерозоя.

Неметаморфизованные и относительно недерформированные толщи среднепротерозойских¹ осадочных и вулканических пород несогласно перекрывают деформированные в раннем протерозое (гудзонская складчатость) серии в некоторых областях Канадского щита. Это впадины Атабаска и Телон западнее и северо-западнее Гудзонова залива, впадина Амундсена на крайнем северо-западе щита и впадина Борден на северо-западе о. Баффинова Земля. Возможно, что эти относительно небольшие области полуго залегających пород представляют собой остатки гораздо более обширного платформенного чехла [King, 1969b]. Неметаморфизованные кислые вулканические породы среднепротерозойского возраста широко распространены на глубине в центральных районах США, где они залегают на деформированном раннепротерозойском фундаменте [Thomas et al., 1984]. Возможно, это тоже остатки некогда более обширного чехла.

Анорогенные плутоны среднепротерозойского возраста пронизывают Северо-Американскую платформу в поясе, который пересекает континент от юга Калифорнии до Лабрадора [Silver et al., 1977]. Возраст плутонов варьирует в пределах от 1480 до 1350 млн лет; большинство из них состоит из гранитных пород с характерной структурой рапакиви, но важным компонентом ассоциации анорогенных

¹ Средний протерозой принимается здесь в отличие от советской шкалы в границах от 1600 до 900 млн лет. (Прим. ред.).

изверженных пород являются также и крупные анортозит-сиенитовые массивы, такие, как Лабрадорский и анортозитовый комплекс Ларами в Вайоминге. На территории Мидконтинента анорогенные гранитные плутоны на глубине тесно связаны со среднепротерозойскими фельзитовыми вулканическими породами и, по-видимому, близки к ним по происхождению, однако нигде не наблюдается коагматичных вулканитов, которые бы ассоциировались с плутонами, обнажающимися на поверхности. Д. Томас, Р. Шустер и М. Бикфорд [Thomas et al., 1984] показали, что граниты и вулканиты фельзитового состава в западной части Мидконтинента дают возраст от 1350 до 1400 млн лет, а в восточной — от 1450 до 1480 млн лет.

Гренвильский складчатый пояс конца среднего протерозоя занимает юго-восточную часть Канадского щита [Hoffman et al., 1982]. Ранне- и среднепротерозойские супракрустальные породы этого пояса, включая кварциты, мраморы, пелитовые сланцы и основные и кислые вулканиты, прорваны интрузиями крупных син- и постскладчатых плутонов анортозитов, сиенитов и габбро. Супракрустальные породы Гренвильского складчатого пояса наиболее широко выступают на поверхность в Адирондакском поднятии и в смежных областях Канады. Северо-восточная часть складчатого пояса сложена преимущественно гранитогнейсами, мигматитами, гранулитами и чарнокитами, некоторые из которых, возможно, представляют собой переработанный и ремобилизованный раннепротерозойский или архейский фундамент. Для пояса характерны исключительно сложные наложенные складки нескольких поколений, и остается неясным, являются ли они результатом наложения более молодых структур на раннепротерозойские и более древние, или же все складки относятся к среднему протерозою. Северо-западная граница Гренвильского складчатого пояса проходит по Гренвильскому фронту — зоне шириной всего в несколько километров, отличающейся резким увеличением степени метаморфизма в юго-восточном направлении, наложением новых складок, сланцеватостью, линейностью, а также наличием катакластических зон, которые (по меньшей мере некоторые из них), возможно, связаны с надвигами в северо-западном направлении. В некоторых областях архейские-раннепротерозойские зеленосланцевые породы могут быть прослежены в южном направлении, через зону Гренвильского фронта, за которым они переходят в высокометаморфизованные кристаллические сланцы и гнейсы [Stockwell et al., 1968].

Северо-восточная часть Гренвильского фронта отмечена сильнейшим на Канадском щите гравитационным минимумом; с помощью геофизических методов фронт может быть прослежен под платформенным чехлом в восточную часть центральной области США по крайней мере вплоть до севера Кентукки [Bailey, Muehlberger, 1968]. Гранитные и чарнокитовые гнейсы, испытавшие переработку различной степени в палеозое, образуют основные массивы складчатого пояса Аппалачей и доходят на юго-западе до поднятия Льяно в центральной части Техаса.

П. Гоффман, К. Кард и А. Дэвидсон [Hoffman et al., 1982] полагают, что крупный эпизод образования чешуйчатой структуры и утолщения коры на большей части Гренвильского орогена, обусловленный коллизией, приходится на время около 1,2—1,1 млрд лет. Возможно, это было столкновение типа континент—континент, как предполагают Д. Дьюи и К. Бёрк [Dewey, Burke 1973], однако местоположение соответствующей сутуры остается неясным; неясно также, какая часть обнажающегося на поверхности складчатого пояса принадлежала ранее кратону, а какая была добавлена в результате складчатости.

В пределах платформы имеется несколько тектонических элементов, близких по возрасту, а возможно, и генетически связанных с Гренвильским складчатым поясом. Самый крупный из них — Центральный Северо-Американский рифт, грабен, или рифтовая зона, шириной 160 км, заполненная неметаморфизованными континентальными осадками и основными амигдалоидными лавами группы

Кивино. Они широко выходят на поверхность в области западной оконечности оз. Верхнего и прослеживаются под чехлом на протяжении 1500 км в юго-западном направлении в центральный Канзас и в юго-восточном направлении — к погребенному Гренвильскому фронту западнее оз. Эри. По геофизическим данным, мощность рифтового выполнения составляет 20 км. Западнее оз. Верхнего в толщу рифтовых осадков внедряются тела габбро (комплекс Дулут) с возрастом около 1150 млн лет. Группа Сил-Лейк, состоящая из кластических осадков и основных лав мощностью более 10 км, выполняет аналогичную депрессию к северу от Гренвильского фронта в Центральном Лабрадоре, а грабен Гардар на юге Гренландии заполнен песчаниками и лавами с дайками и плутонами щелочного состава. Рои диабазовых даек, грубо сопоставимые по возрасту с гренвильской складчатостью, широко распространены во многих частях Канадского щита и свидетельствуют об обстановке растяжения континентальной коры и о поступлении в нее большого количества мантийного материала.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

За пределами Канадского щита Северо-Американская платформа перекрыта платформенными отложениями палеозойского и более молодого возраста. Допалеозойская поверхность полого погружается в сторону от щита, и толщина фанерозойского покрова на преобладающей части платформы не превышает 2 км. Пологий региональный склон нарушен рядом глубоких впадин более или менее округлой формы, в которых предкембрийская поверхность залегает на глубинах более 4 км, и поднятиями, в которых докембрийские породы местами выходят на поверхность. Самые глубокие опускания на платформе отмечаются в удлинённых впадинах, вытянутых вдоль границ с обрамляющими складчатыми поясами. Это Аппалачская впадина к северо-западу от Аппалачей (глубиной более 7 км), Западно-Техасская впадина к северу от Маратонского поднятия (глубиной более 7 км) и ряд впадин на территории форланда Кордильер (глубина некоторых из них более 5 км). Впадина Анадарко глубиной более 9 км лежит севернее поднятия Вичита на юге Оклахомы. Поднятие Вичита является частью крупного познепалеозойского складчатого пояса, на значительной площади погребенного под покровом пермских отложений; он выступает на поверхности только в виде низких холмов, в которых местами обнажаются раннепалеозойские осадочные породы и подстилающие их граниты. Поднятие не является краевым по отношению к платформе, находясь более чем в 500 км от ее южной оконечности. Еще одной аномалией является плато Колорадо — относительно недеформированный платформенный блок на юго-западе США, шириной более 600 и длиной 800 км. Блок, безусловно, является частью платформы, однако в настоящее время он отделен от нее третичными поднятиями форланда южной части Скалистых гор.

Центральная часть США перекрыта преимущественно чехлом кембрийско-пермского возраста. Палеозойские породы слагают чехол и к северу от щита, в Канадских Арктических островах, а также в интракратонных впадинах Гудзонова залива и Фокс в центральной части щита. У южной границы платформы в бассейне Миссисипи и на прибрежной равнине Мексиканского залива палеозойский чехол перекрыт утолщающимися к югу слоями раннемелового и более молодого возраста. На западе палеозойские породы погребены под мощным клином мезозойских и третичных слоев, состоящих преимущественно из обломочного материала, снесенного в восточном направлении с поднятий Кордильер. Клин простирается настолько далеко на восток, что у юго-западной оконечности Канадского щита юрские и меловые слои залегают прямо на докембрийских кристаллических породах, однако севернее, в узком поясе между западным краем щита и восточным краем мезозойского клина, на поверхность выходят палеозойские породы. Юрские отложения сохранились местами в центре Мичиганской впадины,

а породы нижнего мела присутствуют в небольшой области на южной оконечности впадины Гудзонова залива.

Хотя структура и стратиграфия платформенного чехла в генеральном плане относительно просты, в деталях его строения отражена сложная запись тектонического поведения платформы в течение всего фанерозойского времени [Sloss, 1982]. Региональные несогласия разделяют слои чехла на ряд серий (последовательностей), каждую из которых можно проследить на крупных участках платформы. Судя по изменению мощности и литологии, можно предполагать, что в кембрии и раннем ордовике платформа представляла собой устойчивый погружающийся шельф, лишь местами с деформацией хрупкого типа. Большинство крупных внутриплатформенных сводов и впадин развивалось в период между средним ордовиком и поздним миссисипием преимущественно за счет дифференцированного погружения и формирования пологих флексур. В течение этого интервала вертикальные движения были в основном сосредоточены лишь на краях платформы, однако в период между поздним миссисипием и поздней юрой размах вертикальных движений достиг порядка километров, разрывы и трещины возникли даже в центральных частях платформы. Внутриплатформенные поднятия, связанные с этими движениями, стали источником кластического материала. Для остальной части мезозойского периода были характерны преимущественно обширные морские трансгрессии и погружение впадин, контролируемые флексурами, приблизительно так же, как это было в раннем палеозое.

СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО И СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ АППАЛАЧЕЙ И УАЧИТЫ

Аппалачский ороген — это пояс палеозойской складчатости, простирающийся почти на 3500 км вдоль юго-восточной границы Северо-Американской платформы от Ньюфаундленда приблизительно до Мексиканского залива. Отсюда начинается связанный с ним складчатый пояс Уачита, который может быть прослежен — в основном под чехлом — еще на 1500 км на запад и юго-запад вдоль южного края платформы в северные районы Мексики. Максимальная ширина обнаженной части Аппалачского пояса составляет около 600 км южнее зал. Св. Лаврентия, но даже здесь от пояса была отторгнута какая-то часть, ширина которой неизвестна, в ходе мезозойского раскрытия Атлантики. Юго-западнее Нью-Йорка обширные области, принадлежащие юго-восточной части орогена, погребены под недеформированными отложениями Атлантической приморской равнины — утолщающегося к востоку клина юрских и более молодых отложений, образовавшихся на погружающейся пассивной окраине Северной Америки во время раскрытия Атлантики. Сходные отложения прибрежной равнины Мексиканского залива и бассейна р. Миссисипи перекрывают большую часть складчатого пояса Уачита, выходящего на поверхность лишь в горах Уачита в Арканзасе и Оклахоме и в Маратонском поднятии на западе Техаса.

В северо-восточной части Аппалачского складчатого пояса деформированные палеозойские серии отделены от пород Гренвильского пояса Канадского щита лишь узкой полосой относительно недеформированного нижнепалеозойского платформенного чехла, значительная часть которого затоплена водами зал. Св. Лаврентия. Южнее Адирондакского поднятия (южный выступ Канадского щита) складчатые пояса Аппалачский и Уачита обрамляются с северо-запада и севера непрерывным палеозойским платформенным чехлом, мощность которого достигает 5 км и более во впадинах форланда.

Там, где Аппалачский складчатый пояс ограничен платформенным чехлом, метаморфизованные палеозойские породы смяты в систему складок

и направленных к северо-западу надвигов, не затрагивающих докембрийского фундамента. Этот пояс разрывов и складок, простирающийся от севера Пенсильвании до Алабамы, образует классическую структуру типа Провинции Бассейнов и Хребтов или Аппалачскую зону складок и надвигов. К юго-востоку от этого пояса, в центральной и южной частях орогена и вдоль его северо-западной границы на севере находится зона, в ряде поднятий которой на поверхность выступают породы фундамента среднепротерозойского возраста. Эти породы, первоначально являвшиеся частью Гренвильского складчатого пояса, перекрыты верхнепротерозойскими кластическими осадками и бимодальными вулканическими породами, а также зрелыми кластическими осадками и карбонатами кембрия и нижнего ордовика. Породы этого пояса отличаются в основном низкой степенью метаморфизма, и все они, включая образования фундамента, испытали проникающую деформацию и были перемещены на много километров на северо-запад в виде надвиговых пластин и тектонических покровов. Эти породы слагают пояс Голубого хребта (Блу Ридж) в Южных и Центральных Аппалачах [Hatcher, Viele, 1982] и зону Хамбер Северных Аппалачей.

Метаморфическое ядро Аппалачского складчатого пояса лежит к юго-востоку от зоны выступов фундамента. Оно состоит из полифазно деформированных метасадочных и метавулканических пород средней и высокой ступеней метаморфизма, прорванных интрузиями различного состава, многие из которых, в свою очередь, тоже деформированы и метаморфизованы. Эта осевая часть пояса включает зоны Внутреннего Пидмонта и Шарлотт на южном отрезке [Hatcher, Viele, 1982], Даннидж и Гэндер в северной части [Williams, 1982].

На юго-востоке выступающая на поверхность площадь Аппалачского орогена сложена комплексами относительно слабдеформированных и слабеметаморфизованных осадочных и вулканических пород верхнего протерозоя и кембрия. Они образуют сланцевый пояс Каролина на юге и Авалонскую зону на севере. Помимо этого, граувакки и сланцы кембрия и ордовика являются основными породами пояса Мигума в юго-восточных районах Новой Шотландии; они деформированы и изменены до низкой или средней ступени метаморфизма и местами содержат остатки ископаемых организмов.

Выступающие на поверхность части складчатого пояса Уачита полностью образованы сложнодеформированными и разбитыми разрывами позднепалеозойскими толщами, надвинутыми по пологопадающим поверхностям к северу на платформенный чехол. В южном направлении на глубине встречены кристаллические породы, возможно принадлежащие фундаменту, однако их связь с породами обнаженной части складчатого пояса остается неясной.

Оба складчатых пояса — Аппалачский и Уачита — возникли вдоль протерозойских рифтовых окраин Северо-Американской платформы. Эти окраины, которые можно проследить по всей длине Аппалачского пояса и предположительно вдоль пояса Уачита, маркируются верхнепротерозойскими рифтовыми сериями и перекрывающими их сериями нижнего протерозоя, накопившимися в условиях стабильного шельфа. Деформация устойчивых окраин была связана преимущественно с тремя эпизодами: таконской (средний ордовик—ранний силур) и акадской (середина девона) складчатостями в Аппалачском поясе и аллеганской складчатостью (пенсильваний—ранняя пермь) как в Аппалачском поясе, так и в поясе Уачита.

Таконская складчатость является основным метаморфическим событием в северо-западной части кристаллического ядра Аппалачского пояса. Она запечатлена в осадочных толщах вдоль северо-западного края складчатого пояса в виде мощных накоплений кластических осадков во флишевых впадинах; с ней связаны также шарьяжи, некоторые из которых содержат обломочный

офиолитовый материал. Таконская складчатость сопровождалась региональным метаморфизмом низкой и средней ступеней, проникающей деформацией с надвиганием в северо-западном направлении, а также интрузиями гранитов, гранодиоритов и основных пород. Юго-восточные зоны складчатого пояса на севере Аппалачей не были затронуты таконской складчатостью; ее влияние на эти же зоны в Центральных и Южных Аппалачах не подтверждено в достаточной мере фактическим материалом.

В Северных Аппалачах породы, переработанные таконской складчатостью, несогласно перекрыты силурийскими и девонскими отложениями, в свою очередь деформированными и метаморфизованными в акадскую эпоху. Высокотемпературный региональный метаморфизм высокого давления и массовое внедрение гранитных плутонов оказали влияние на все части кристаллического ядра складчатого пояса, но наиболее интенсивными эти процессы были к юго-востоку от областей, затронутых таконской складчатостью. Доакадский чехол отсутствует в южной части складчатого пояса, в связи с чем здесь трудно разграничивать влияние таконских и акадских деформаций. Однако акадский региональный метаморфизм средней и высокой ступеней явно затронул обширные области во Внутреннем Пидмонте и Голубом хребте; акадские плутоны широко распространены и в центральных частях кристаллического ядра.

Мощный клин кластических, частью континентальных осадков, распространяющийся в юго-западном направлении в северную оконечность Аппалачской впадины на территории штатов Нью-Йорк и Пенсильвания, служит, по всей видимости, свидетельством проявления акадской складчатости в северной части пояса. Ничего подобного не наблюдается южнее, за исключением локальных признаков в поясе Талледага в штате Алабама. В складчатом поясе Уачита нет признаков сколько-нибудь значительной акадской деформации, хотя местами данные определения радиологического возраста пород позволяют предположить девонский метаморфизм на некоторых участках этого пояса.

Аллеганская складчатость была основным событием в складчатом поясе Уачита. Она оказала большое влияние также и на Центральные и Южные Аппалачи, но в Северных Аппалачах ее роль была более ограниченной.

В Уачите аллеганская складчатость привела к образованию мощных клиньев флиша, частично с вулканическим обломочным материалом, которые заполнили прогибы по краю платформы. Породы до нижнего пенсильвания включительно подверглись общему смятию и были перемещены в сторону платформы в форме шарьяжей, которые являются доминирующим элементом в складчатой структуре пояса.

Как следствие аллеганской складчатости в Центральных и Южных Аппалачах, мощные клинья молассовых осадков распространялись к северо-западу на территорию Аппалачской впадины. Накопление этих осадков предшествовало образованию складок и надвигов Пояса Бассейнов и Хребтов, некоторые из которых затрагивают породы вплоть до нижней перми. Надвиги, по которым перемещены гренвилльский фундамент и его верхнепротерозойский и нижнепалеозойский чехол, перекрывают вдоль юго-восточного края Пояса Бассейнов и Хребтов слои до миссисипия включительно. Недавнее сейсмопрофилирование [Cook et al., 1979] показывает, что вся площадь Голубого хребта и значительная часть Аппалачского кристаллического пояса к юго-востоку от него перемещены на десятки, если не на сотни километров по направлению к северо-западу вдоль грандиозной поверхности срыва. Надвиги Пояса Бассейнов и Хребтов и Голубого хребта, возможно, связаны с движением по этому срыву в аллеганское время, однако весьма вероятны здесь и более ранние движения таконской и акадской эпох.

Общая деформация аллеганского возраста и региональный метаморфизм от

средней до высокой степени местами затронули породы, развитые вдоль юго-восточного края Аппалачского пояса как в северном, так и в южном его сегментах. В других местах аллеганский метаморфизм в общем не установлен, однако гранитные плутоны этого возраста широко распространены в кристаллической зоне Южных Аппалачей. Крутопадающие разломы, являющиеся результатом хрупкой деформации, часть из которых сопровождается значительными сдвиговыми смещениями, служат границами ряда элементов на самом юго-востоке складчатого пояса.

Ряд авторов [Williams, 1982; Hatcher, Viele, 1982] предложили интерпретацию Аппалачского складчатого пояса в свете тектоники плит. Они предполагают, что таконская складчатость была результатом закрытия Япетуса — океана, образовавшегося во время позднпротерозойского и раннепалеозойского спрединга напротив рифтового края Северной Америки. Таконские офиолитовые покровы являются обломками океанической коры и мантии, обдуцированными на континент Северной Америки в период закрытия, а большая часть метаморфической области в центральной части кристаллического пояса представляет собой осадки и вулканические породы, накопившиеся в Япетусе или вдоль его восточной окраины. Акадская складчатость объясняется аккрецией одного или нескольких крупных экзотических блоков к юго-восточному краю таконского складчатого пояса. Это Авалонский пояс на севере и сланцевый пояс Каролина на юге; ни тот, ни другой не были затронуты таконской складчатостью.

Считается, что аллеганская складчатость маркирует закрытие в позднем палеозое пространства между Европой и Африкой с одной стороны и Северной Америкой — с другой. Эта интерпретация не дает, однако, ответа на следующий принципиальный вопрос: почему, несмотря на широко распространенную эпидермальную деформацию в тонком приповерхностном слое вдоль северо-западного края Аппалачей, в кристаллическом ядре Аппалачского пояса отсутствуют региональный метаморфизм и общее смятие?

Дать интерпретацию складчатого пояса Уачита в свете тектоники плит сложнее как по причине ограниченной площади выходов на поверхность, так и в связи с неопределенностью положения протерозойской рифтовой окраины. Деформация, вероятно, должна быть результатом столкновения с крупным экзотическим блоком или микроконтинентом, располагавшимся к югу или юго-востоку, однако неясно, являются ли погребенные под чехлом кристаллические породы к югу от обнаженной части рассматриваемого складчатого пояса частью Северо-Американской платформы или нет.

Повторный рифтинг на начальной стадии раскрытия нынешнего Атлантического океана запечатлен в виде обширных рифтовых впадин, выполненных триасовыми и юрскими кластическими осадками с пластинами базальтовых лав и диабазовыми силлами. Эти впадины в виде прерывистой полосы тянутся вдоль обнаженной части Аппалачского пояса и теперь выявлены также под чехлом Атлантической приморской равнины. С впадинами ассоциируют рой диабазовых даек, в основном раннеюрского возраста. Четко выраженный пояс щелочных интрузий юрского—раннемелового возраста, простирающийся в северном и северо-западном направлении, пересекает простирания аппалачских структур от побережья Новой Англии через горы Уайт Маунтинс к юго-восточным районам Квебека. Судя по магнитным аномалиям, аналогичные породы слагают и подводные горы Новой Англии, лежащие юго-восточнее на продолжении этой же линии. Этот пояс интрузий и цепь подводных гор рассматриваются [McHone, Butler, 1984] как свидетельство существования здесь зоны трансформного разлома, связанного с процессами мезозойского рифтогенеза.

ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Восточно-Гренландский палеозойский складчатый пояс простирается приблизительно на 1400 км вдоль северо-восточного побережья Гренландии от зал. Скорсби (70° с.ш.) до Земли Кронпринца Христиана (82° с.ш.). Западный фронт складчатого пояса и большая часть форланда скрыты под гренландским ледниковым щитом; восточная окраина пояса находится в море. Максимальная видимая на поверхности ширина пояса составляет около 300 км. Восточно-Гренландский складчатый пояс является частью классической каледонской горной системы [Haller, 1971].

Вблизи южной оконечности складчатого пояса форланд сложен арейскими мигматитовыми гнейсами и гранитами, перекрытыми слабометаморфизованными верхне(?)протерозойскими мраморами, филлитами и конгломератами (тиллитами?). К западу от центрального отрезка обнаженной части пояса (между 76 до 77° с.ш.) породы форланда включают полосчатые гранитогнейсы, граниты и метасадочные серии, перекрытые полого залегающими и неметаморфизованными средне(?) протерозойскими красноцветами группы Туле. Породы этой группы выходят на поверхность также и вдоль края ледникового покрова между 80 и 82° с.ш., где они несогласно перекрыты песчаниками, сланцами и доломитами поздне(?)протерозойского возраста (группа Хаген-Фьорд) и нижнепалеозойскими песчаниками, известняками и доломитами.

Деформированные породы южной половины Восточно-Гренландского пояса (к югу от 76° с.ш.) представлены разнообразными метаморфизованными песчаниками, сланцами, известняками, доломитами и конгломератами преимущественно поздне(?)протерозойского возраста (группа Элеонор-Бэй), включая, однако, и маломощные толщи нижнепалеозойских отложений. Мощность всей этой серии в целом превышает 15 км; вблизи ее основания распространены пласты пород офиолитовой ассоциации. Древние гнейсы фундамента также вовлечены в деформацию в более глубоких горизонтах этой части пояса. Далее к северу мощность верхне(?)протерозойской серии заметно уменьшается, а нижнепалеозойские слои местами вплоть до силура присутствуют только в надвигах и складках форланда. Северная часть орогена состоит преимущественно из протерозойских пород и подстилающего их фундамента, которые были деформированы и метаморфизованы во время каролинидской складчатости в среднем и позднем протерозое, а позже вовлечены в деформацию Восточно-Гренландского складчатого пояса.

Главная деформация Восточно-Гренландского пояса имела место в позднем ордовике или силуре, во время основной фазы каледонской складчатости [Haller, 1977]. В южной части складчатого пояса с ней связаны региональный метаморфизм от средней до высокой ступени и мигматизация нижних членов протерозойской серии и ее фундамента, что привело к образованию высокоподвижной инфраструктуры. Пластическое течение вещества этой мобильной инфраструктуры в куполах, опрокинутых складках и диапирах вызвало пассивную деформацию менее метаморфизованных пород в перекрывающей супраструктуре, для которой характерны системы открытых складок меридионального простирания. В западных зонах орогена многие из этих складок опрокинуты к западу, а вблизи южной оконечности видимой части складчатого пояса деформированные породы переброшены по надвигам к западу через недеформированные серии форланда [Haller, 1971]. В северной части складчатого пояса метаморфизм и мигматизация приурочены к относительно узким зонам, однако общая деформация вызвала формирование новых структур, наложенных на структуры протерозойского—каролинидского возраста. Сильно деформированные, хотя и слабо метаморфизованные породы протерозойской группы Хаген-Фьорд вдоль западного края северного сегмента складчатого

пояса были надвинуты к западу на кембро-силурийские слои форланда, которые, в свою очередь, смяты в пологие складки и нарушены направленными к западу надвигами.

Породы, деформированные во время главной фазы каледонской складчатости, несогласно перекрыты отложениями крупной впадины, возникшей на юге центрального отрезка складчатого пояса в среднем и позднем девоне. Девонские породы были, в свою очередь, деформированы и прорваны позднеорогенными гранитами в эпоху, названную Д. Халлером [Haller, 1971] "позднекаледонскими спазмами". К поздним фазам каледонской складчатости относят и зону проявления регионального метаморфизма и мигматизации с образованием поперечных складок северо-западного простирания в центральной части пояса.

Все более ранние породы и структуры перекрыты посторогеническими толщами пенсильвания, перми и мезозоя — слабдеформированными, но местами нарушенными крутопадающими разрывами.

ИННУИТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Иннуитский сложодеформированный складчатый пояс простирается более чем на 1800 км в юго-западном направлении от Земли Пири в Северной Гренландии до пролива Мак-Клур в Канадском Арктическом архипелаге. Пояс включает деформированные породы от протерозойского до раннетретичного возраста; крупные эпизоды деформаций отмечаются в середине палеозоя, позднем палеозое, позднем мелу и в начале третичного периода. Более древние части складчатого пояса (так называемая геосинклиналь Франклина) во многом сходны с Восточно-Гренландским поясом и, возможно, сливаются с ним в океане напротив северо-восточного побережья Гренландии.

Форландом складчатого пояса служит Арктическая платформа (северный край Северо-Американской платформы), чехол которой состоит из преимущественно недеформированных нижнепалеозойских отложений. Мощность отложений возрастает к северу, где они переходят в миогеосинклинальную серию карбонатных пород от раннедевонского до протерозойского возраста. К северу от этой шельфовой серии на северо-востоке о. Элсмир находится глубокий прогиб, выполненный верхнеордовикским и нижнедевонским флишем, материал для которогоносился с северо-востока. Большая часть шельфа и флишевого прогиба была затем перекрыта впадиной, выполненной средне- и верхнедевонскими кластическими осадками.

Метаморфические и магматические породы складчатого пояса выступают на поверхность в северных районах о. Элсмир, где они представлены древними гнейсами, осадочными и вулканическими породами протерозойского возраста, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, а также разнообразными вулканическими и осадочными сериями нижнего палеозоя. Здесь же сосредоточены обширные зоны выходов раннеордовикских или более древних офиолитов. Деформация в этой части складчатого пояса датируется средним—поздним ордовиком; она сопровождалась метаморфизмом субзеленосланцевой—зеленосланцевой фаций. За позднесилурийской складчатостью и поднятием, отмеченными в районе юго-западной оконечности обнаженной части метаморфической и магматической зон, последовали рифтогенез раннего девона, а также складчатость, поднятие и внедрение посттектонических гранитных плутонов в позднем девоне.

Основная деформация толщи нижнепалеозойских шельфовых осадков, отложений флишевой впадины и перекрывающей их девонской молассы связана с элсмирской складчатостью позднего девона и или раннего карбона. В это время образовались дугообразно изогнутые системы длинных симметричных

складок и надвигов, направленные в сторону платформы. Эти структуры, по-видимому, обусловлены срывом, происходившим по ордовикским эвапоритам в западной части складчатого пояса и по поверхности фундамента в его восточной части. На ограниченной площади в центральной части шельфа (на о. Корнуолл и вокруг него) имеются складки, оси которых ориентированы косо по отношению к региональному элсмирскому простиранию. Их рассматривали как результат позднесилурийской или раннедевонской деформации, однако У. Гамильтон [Hamilton, 1983] считает, что эти структуры могут иметь третичный возраст.

Архитектоника складчатого пояса в Северной Гренландии изучена слабо. Пояс здесь сложен кластическими породами, карбонатами и вулканитами, смятыми в открытые складки вблизи края платформы; в северном направлении, по мере углубления во все более метаморфизованные зоны пояса, структура усложняется вплоть до появления направленных к северу надвигов. Остается неясным, являются ли породы Северной Гренландии частями метаморфическо-плутонического пояса или палеозойской флишевой впадины, расположенной западнее. Долго оставался под вопросом и крупный левосторонний сдвиг, отделяющий Гренландию от о. Элсмир. Тщательный анализ литературы, проведенный У. Гамильтоном [Hamilton, 1983], показывает, что такой сдвиг с левосторонним смещением около 250 км со времени позднего мела действительно существует.

История развития Иннуитского складчатого пояса от ордовика до раннего карбона предполагает коллизионное событие в среднем—позднем ордовике, отмеченное деформацией, метаморфизмом и внедрением офиолитов в северных зонах орогена, а также образованием и заполнением флишевой впадины в центральной его части. Более позднее столкновение, возможно сопровождавшееся значительным сдвиговым смещением в метаморфическо-плутоническом поясе, должно быть, обусловило позднедевонскую—раннекаменноугольную деформацию шельфовых осадков вдоль южной границы складчатого пояса [Trettin, 1982].

Раннекаменноугольные и более древние структуры центральной и западной частей Иннуитского пояса перекрыты Свердрупской впадиной — наложенной структурой растяжения длиной около 1300 и шириной 400 км. Впадина заполнена отложениями мощностью по меньшей мере 12 км, состоящими из верхнепалеозойских кластических пород, карбонатов и эвапоритов, а также гораздо более мощной толщи мезозойских морских песчаников и сланцев, местами увенчанных континентальными отложениями раннетретичного возраста.

Гипсовые купола и диапиры, образованные верхнепалеозойскими эвапоритами, пронизывают более молодые отложения почти по всей центральной части впадины. В западных районах впадины отложения деформированы слабо, однако в ее восточной части сжатые складки и направленные к востоку надвиги развиты в слоях вплоть до нижнетретичных.

Резкий обрыв Иннуитского пояса на западе и сходство его разреза с разрезами некоторых районов Северной Аляски наводят на предположение о том, что Северная Аляска была когда-то частью Иннуитского пояса; позже она испытала поворот против часовой стрелки, заняв свое теперешнее положение одновременно с раскрытием Канадского бассейна в поздней юре и раннем мелу [Trettin, 1982; Hamilton, 1983]. У. Гамильтон также предполагает, что вдоль южного края Иннуитского складчатого пояса проходит разрыв широтного простирания с левосторонним перемещением порядка 200 км. Он считает, что этот разрыв пересекает левосторонний сдвиг северо-восточного простирания, проходящий между Гренландией и о. Элсмир, и образует тройное сочленение со спрединговым хребтом в северной части моря Баффина. По его мнению,

сдвиговые движения вдоль указанных разрывов связаны с позднемеловым и раннетретичным спредингом, вызвавшим раскрытие Лабрадорского моря и моря Баффина, отделивших Гренландию от п-ова Лабрадор и о. Баффинова Земля.

КОРДИЛЬЕРСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Северо-Американские Кордильеры простираются вдоль западного края континента более чем на 8000 км, от Западной Аляски до Центральной Америки. Почти на всем протяжении ширина их составляет 700—800 км, но на западе США ширина горного пояса превышает 1500 км. Протяженность и физиографическое разнообразие этой горной области соответствуют ее геологической сложности. В системе Кордильер мы находим свидетельства взаимодействия плит вдоль западного края Северо-Американской платформы на протяжении всего фанерозоя. Складчатый пояс включает активизированные части платформы, деформированные осадочные серии, первоначально залегавшие на пассивной окраине платформы, пестрый коллаж блоков, приращенных путем аккреции к континенту Северной Америки в позднем палеозое и мезозое; здесь имеются свидетельства сжатия во время конвергенции плит, запечатленные в характере магматизма и тектонических структур, а также растяжения, связанного с рифтингом и задуговым спредингом, и сдвиговых движений в зонах трансформных сочленений плит. Кордильеры в нашей интерпретации включают как Кордильерский, так и Тихоокеанский складчатые пояса П. Кинга [King, 1969a, b].

Восточная часть складчатой системы в Канаде и на севере США — это пояс преимущественно неметаморфизованных верхнепротерозойских и нижнепалеозойских миогеосинклинальных серий, слагающих систему чешуйчатых надвигов с северо-восточной вергентностью и связанных с ними складок, не затрагивающих фундамента платформы. Оставшаяся часть орогена к западу от пояса складок и надвигов состоит из нескольких субпараллельных поясов метаморфических пород, мигматитов и катазональных плутонических пород, разделенных поясами деформированных, но менее метаморфизованных осадочных и вулканических серий с интрузиями эпизональных плутонов. Эти пояса в метаморфическо-плутонической части складчатой системы могут быть прослежены к западу и юго-западу через центральную и южную части Аляски, однако около 65° с.ш. краевой пояс складок и надвигов поворачивает на север и северо-восток к Северному Ледовитому океану. Северная треть Аляски, включая хр. Брукс, хотя орографически и является частью Кордильер, но с тектонической точки зрения обнаруживает большое сходство с Иннуитским складчатым поясом и, возможно, представляет собой его западное, испытавшее поворот продолжение [Grantz et al., 1979; Hamilton, 1983]. Если это действительно так, эти элементы не следует считать частью складчатой системы Кордильер.

Примерно у 45° с.ш. строение Кордильер резко меняется. Пояс складок и надвигов, тянущийся вдоль края платформы в северном направлении, поворачивает к юго-западу, проходя через северо-западные районы штата Юта и восточную часть Невады в юго-западную Каролину; отсюда он отворачивает на восток через южную Аризону, продолжаясь в Соноре и Чихуахуа в Северной Мексике. Этот изгиб пояса складок и надвигов занят Колорадским плато — относительно недеформированным высокостоящим платформенным блоком, окаймленным с севера и востока рядом изолированных поднятий форланда с породами фундамента в ядрах и глубокими межгорными впадинами. Поднятия образуют хребты Средних и Южных Скалистых гор — самых восточных ответвлений Кордильер на площади от южных районов штата Монтана до центральных районов штата Нью-Мексико. Именно благодаря

этим поднятиям, а также аномально высокому положению блока Колорадского плато возрастает ширина складчатого пояса на западе США.

Породы, аналогичные тем, которые выходят на поверхность во внутренних метаморфическо-плутонических поясах складчатой системы в Канаде и на Аляске, распространены и здесь к западу и северо-западу от пояса складок и надвигов, однако непрерывность как этих поясов, так и пояса фронтальных складок и надвигов сильно осложняется разрывами растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов и крупными горизонтальными смещениями по системе сдвигов у побережья Тихого океана. К тому же крупные части метаморфических и плутонических поясов в этом сегменте складчатой системы скрыты под вулканическими породами третичного и четвертичного возраста.

Пояс складок и надвигов тянется далее в юго-восточном направлении через Мексику в Северную Гватемалу, тогда как остальные, более внутренние, зоны в большинстве своем перекрыты чехлом вулканических пород и аллювием. Обширные, но еще мало изученные складчатые образования, включая кристаллические породы, выходят на поверхность на западе и юге Мексики. В восточной части Мексики пояс складок и надвигов надвинут на структуры складчатого пояса Уачита, а в строении фронтальных структур пояса участвует и его постскладчатый чехол.

Кордильерский пояс складок и надвигов охватывает породы от среднепротерозойских до нижнетретичных [Gabrielese, Yorath, 1982; Burchfiel et al., 1982]. Наиболее древними среди них являются мощные, преимущественно кластические отложения среднепротерозойского возраста, накопившиеся в ограниченных разрывами впадинах, возможно, авлакогенах, во время начальных стадий рифтинга вдоль древней западной окраины Северной Америки. К супергруппе Белт относится толща мощностью более 15 км платформенных кластических отложений с подчиненными пачками карбонатных пород. Эти породы накопились во впадине на территории штатов Монтана, Айдахо и в близлежащих частях Канады. Отложения группы Уинта Маунтин в центральных районах Юты и группы Парумп на юго-востоке Калифорнии, вероятно, относятся к тому же типу образований. Рифтинг вдоль западной окраины материка, находившейся в условиях растяжения, шел явно синхронно с внедрением среднепротерозойских анорогенных интрузий в поясе, тянущемся через южную часть платформы.

Осадочные серии позднепротерозойского возраста в основном менее мощные, но отличаются более широким распространением по сравнению со среднепротерозойскими; в то же время мощность пород группы Уиндерми провинций Альберта и Британская Колумбия превышает 6 км. Вместе с нижнекембрийскими породами верхнепротерозойские слои образуют утолщающийся к западу клин континентальных кластических отложений на пассивной западной окраине Северной Америки. Перекрывающие их слои среднего кембрия—девона — это серия сланцев и карбонатных пород преимущественно шельфового происхождения. Мощный клин верхнедевонских и нижнемиссисипских турбидитов в некоторых частях шельфовой серии указывает на орогеническую активность в более западных зонах — во внутренней части складчатого пояса; в западных и центральных районах Невады и западной части Айдахо во время раннемиссисипской антлерской складчатости на комплекс шельфовых отложений с востока был надвинут крупный покров пород (так называемый аллохтон Робертс Маунтин), накопившихся в условиях раннепалеозойского континентального склона и континентального подножья. Это были первые (из известных) процессы деструкции западной пассивной окраины Северной Америки со времени ее образования в середине протерозоя.

Мощные локальные накопления пенсильванских и пермских кластических отложений, снесенных с поднятий в близлежащих частях платформы, заклю-

чены в шельфовых толщах в ряде районов пояса складок и надвигов в Канаде и во впадине Окир на севере центральной части Штата Юта. Нижнемезозойские отложения преимущественно отсутствуют в южной части пояса, однако на некоторых участках Канадского сегмента сохранились мощные толщи отложений стабильного шельфа.

Большинство структур пояса складок и надвигов является результатом деформации мелового и раннетретичного времени, когда вся утолщающаяся к западу призма протерозойских—триасовых отложений континентального шельфа и впадин была надвинута в восточном направлении на край платформы. Надвигание началось в поздней юре в основном в западных частях пояса и мигрировало к востоку, в конечном счете затронув слои вплоть до позднего эоцена в восточных частях складчатого пояса. Подсчитано, что телескопирование миогеосинклинальной призмы на юге Канады в сумме превышает 200 км [Price et al., 1981]. В сегменте пояса складок и надвигов, обрамляющем плато Колорадо, надвигание закончилось в позднем мелу. Далее, к востоку и северу от плато, деформация ограничилась поднятиями форланда. У. Гамильтон предполагает, что возникновение этих поднятий обусловлено поворотом по часовой стрелке блока плато Колорадо по отношению к внутренним частям кратона в позднем мелу, палеоцене и эоцене. Типичным результатом этой деформации являются крупные асимметричные антиклинали с породами фундамента в ядрах, ограниченные моноклиналями или надвигами, уходящими глубоко в фундамент платформы. Структурный рельеф между поднятиями и смежными впадинами составляет обычно порядка 10 км.

Деформацию позднего мела—начала палеогена, приведшую к образованию поднятий и впадин форланда, обычно называют ларамийской складчатостью, однако это слово часто употребляется и в более широком смысле для обозначения деформации примерно того же возраста в поясе складок и надвигов [King, 1969a, b]. Деформация позднеюрского—раннемелового возраста в западных частях пояса складок и надвигов известна под названием северской складчатости в США и колумбийской складчатости в Канаде.

Во время ларамийской складчатости (в широком смысле) огромные массы кластического материала были сброшены в восточном направлении с поднятий складчатого пояса и рассредоточены вдоль западного побережья мелководного внутреннего моря, пересекавшего западную часть платформы от Мексиканского залива до Северного Ледовитого океана. Поднятия Скалистых гор происходило одновременно с окончательным отступанием этого моря из центральных районов Северной Америки в позднем мелу. Третичные отложения к востоку от складчатого пояса все являются континентальными либо озерными.

Деформация, создавшая пояс складок и надвигов, не сопровождалась магматической активностью, не считая двух значительных исключений: внедрения Баулдерского батолита и ассоциирующих с ним вулканитов на юго-западе Монтаны около 70 млн лет назад и внедрения интрузий в Колорадском рудном поясе северо-восточного простиранья в области ларамийских поднятий штата Колорадо приблизительно в интервале 70—50 млн лет.

Среди мезозойских и более древних пород Кордильер, область накопления которых наверняка была неразрывно связана со смежными частями платформы, наиболее западными являются толщи, заключающие миогеосинклинальную осадочную призму, смятую в настоящее время в пояс складок и надвигов [Monger et al., 1982]. Вся оставшаяся часть складчатой системы Кордильер к западу от этого пояса состоит из коллажа тектонических элементов, которые были приращены путем аккреции к западной окраине материка в результате взаимодействия плит преимущественно на протяжении мезозойского и третичного времени. Происхождение многих из этих аккреционных элемен-

тов спорно, поскольку неясно их палеогеографическое положение по отношению к платформенной части Северной Америки [Coney et al., 1980]. Для некоторых из них существуют палеомагнитные и палеонтологические данные, показывающие, что ими проделан путь в тысячи километров, прежде чем они причленились к Северной Америке. Другие элементы представляют собой, очевидно, фрагменты континентальной окраины или вулканических дуг, перемещенных латерально вдоль края материка. Доказано горизонтальное передвижение некоторых блоков на сотни километров во время и после аккреции, а палеомагнитные данные показывают, что некоторые из них испытали заметное вращение. Размеры таких блоков различны: от многих тысяч до нескольких десятков квадратных километров, но для каждого из них характерно внутреннее стратиграфическое единство. Многие элементы заключают осадочные и вулканические серии пород океанического типа, однако породы древнее среднего палеозоя для крупных блоков во всяком случае не типичны.

Данные экзотические элементы разграничены разрывами или сложнодеформированными зонами. Некоторые из них отмечены поясами сильнодеформированного флиша, содержащего обломки пород офиолитовой ассоциации; во многих случаях имеются проявления глаукофанового метаморфизма. На весь этот коллаж экзотических блоков наложены зоны (пояса) интрузий и метаморфизма, которые иногда пересекают границы блоков, а также в разной степени деформированные постаккреционные осадочные серии. Пояса интрузий и серии осадочного чехла служат основанием для определения времени слияния смежных блоков. Доказано, что некоторые из экзотических блоков были приращены к материковой окраине индивидуально, независимо от остальных, в то время как другие, прежде чем припаяться к Северной Америке, слились в крупные составные элементы.

Упомянутые выше блоки интерпретируются как океанические плато, вулканические дуги и фрагменты других континентов, перенесенные в северном направлении к тихоокеанским окраинам Северной Америки во время субдукции наступающего океанического дна; следы океанической коры сохранились в виде офиолитовых пластин в меланже по границам блоков. В приморских поясах Кордильер в настоящее время выявлено более 50 таких блоков [Silberling, Jones, 1984].

Стикния, крупный блок в Канадском сегменте орогена, состоит из верхнедокембрийских пород фундамента, нижнепалеозойских вулканических, вулканокластических и осадочных серий и перекрывающих их мезозойских андезитовых вулканитов [Coney et al., 1980]. К концу триаса он слился с несколько похожим смежным блоком, расположенным восточнее (Квенселлия), и одновременно с офиолитсодержащим субдуктивным комплексом (блок Каш Крик). Все три блока вместе с более восточной зоной верхнепалеозойских и мезозойских базальтов, ультраосновных пород, кремнистых сланцев и аргиллитов были прижаты по сuture к континенту Северной Америки в средней юре. Палеомагнитные данные показывают, что Стикния первоначально располагалась по широте на 13° южнее по сравнению с ее теперешним положением. На тектонической карте Северной Америки [King, 1969a] Стикния и Квенселлия показаны преимущественно как более молодые эвгеосинклинальные комплексы, в то время как образования блока Каш Крик и указанной выше более восточной зоны интерпретируются в основном как древние эвгеосинклинальные комплексы, насыщенные интрузиями ультраосновных пород.

Блок Юкон-Танака на Аляске и Юконе, сложенный кварц-полевошпатовыми гнейсами и сланцами и выше — кремнистыми породами, базальтами и ультрамафитами, который был показан П. Кингом в виде метаморфического

комплекса, причленился к Северной Америке, возможно, в мелу. Рангелия, обширный блок палеозойских и нижнемезозойских вулканических и вулканокластических пород, перекрытых мезозойскими известняками, слился с блоком Александер, сложенным докембрийскими (?), палеозойскими и мезозойскими вулканическими обломочными и карбонатными породами, в предпозднеюрское время. Сложно построенный блок с чехлом, состоящим из верхнеюрского и нижнемелового флиша и вулканитов, примкнул к уже аккретированной Стикнии и блоку Юкон-Танак где-то на уровне позднего мела. Палеомагнитные данные указывают на перенос Рангелии к северу примерно на 30° по широте. Рангелия показана П. Кингом как область развития преимущественно более молодых эвгеосинклинальных отложений, в то время как на территории блока Александер показаны главным образом более древние отложения, в основном эвгеосинклинальные.

В западных районах США установлено более дюжины элементов типа вышеописанных [Silberling, Jones, 1984], однако соотношения между многими из них изучены плохо. Большинство из них испытало аккрецию в то же самое время, что и блоки, расположенные севернее. Однако наиболее ранним из известных примеров аккреции в Кордильерской складчатой системе является становление аллохтона Робертс Маунтин в штатах Невада и Айдахо в раннем миссисипии. К числу же самых поздних относится аккреция Силетзии — блока на территории Западного Орегона, сложенного нижнетретичными подводными базальтами. Он занял свое теперешнее положение в среднетретичное время после поворота по часовой стрелке в эоцене более чем на 70°.

Магматическая активность отмечается во многих из этих блоков. Она была приурочена к магматическим дугам, связанным с субдукцией, происходившей одновременно с аккрецией. Кроме этого, крупные пояса интрузий, мигматизации и метаморфизма высокой степени тесно связаны, по-видимому, с зонами сутур на границах некоторых из крупных блоков, что скорее всего объясняется утолщением коры и глубоким тектоническим захоронением пород во время коллизии [Monger et al., 1982]. Кристаллический пояс Оминекса проходит параллельно границе между сложным составным элементом Стикния—Квенселлия и кратоном на территории Британской Колумбии и Юкона. Метаморфический комплекс Шусвап на юго-востоке Британской Колумбии является, возможно, глубоко эродированной частью пояса, в которой на поверхность выступает мигматитовое ложе батолитов [Hamilton, 1978]. Комплекс интрузий Берегового хребта развит западнее, вдоль границы, отделяющей элемент Стикния—Квенселлия от сложного элемента Рангелия—Александер [Monger et al., 1982].

По мере того как происходила аккреция экзотических блоков к западной окраине материка, субдукция смещалась к западу, к новым окраинам, и формировались магматические дуги андского типа. К середине мела прерывистая дуга образовалась вдоль большей части кордильерской окраины. Плутоны батолитов Сьерра-Невада и Айдахо внедрили как часть этого дугового комплекса. В западных районах США местоположение максимума магматической активности, связанной с формированием дуги, со временем менялось [Burchfiel, 1974]. Триасовый магматизм дугового типа затронул только узкий пояс в западной части орогена, однако с течением времени происходила экспансия области активного магматизма в восточном направлении; максимално далеко к востоку она продвинулась в позднем мелу. Плутоны в западной части дугового комплекса внедрили в уже ранее аккретированные элементы, и дуга обрамлялась на западе прерывистым поясом преддуговых впадин, таких, как впадина в Калифорнии, где накопилась 15-километровая толща юрских—меловых отложений серии Грейт-Вэлли. Одновременно в результате продолжавшейся субдукции океанического дна в восточном направ-

лении у вновь образовавшейся западной окраины материка накопились мощные клинья меланжа. К ним относится меланж элемента Чугач в Южной Аляске и францисканского элемента в Калифорнии, которые интерпретировались П. Кингом [King, 1969a] как более древние геосинклинальные отложения Тихоокеанского складчатого пояса. Самые западные выступающие на поверхность части складчатого пояса вдоль побережья штатов Орегон и Вашингтон включают постэоценовый меланж, Силетзию и другие блоки океанического происхождения, испытывавшие аккрецию в середине третичного времени.

Телескопирование в восточном направлении клина миогеосинклинальных осадков в поясе складок и надвигов было, по-видимому, связано с процессом конвергенции в западных частях складчатого пояса, однако до конца характер связей здесь неясен. Значительная доля деформации в поясе складок и надвигов на территории Британской Колумбии и Юкона была обусловлена, вероятно, движениями, происходившими одновременно с поднятием в кристаллическом поясе Оминекы и сближением (конвергенцией) этого пояса с кратоном, возможно, одновременно с аккрецией наиболее западных блоков [Monger, Price, 1979]. Деформация в поясе складок и надвигов в западных областях США связывается со спредингом в восточном направлении в тылу Андской магматической дуги [Burchfiel, Davis, 1975]. Ф. Кони [Coney, 1971] допускает, что практически синхронная деформация по всей длине Кордильерского пояса складок и надвигов является, возможно, результатом перестройки конфигурации плит, связанной с начальными фазами раскрытия Северной Атлантики около 80 млн лет назад.

Наряду с конвергентными движениями в период аккреции большое влияние на размещение тектонических элементов складчатого пояса оказали поперечные латеральные движения во время и после аккреции. Предполагается [Anderson, Silver, 1970], что левосторонним сдвиговым смещением на 800 км, имевшим место в средней юре вдоль зоны юго-восточного простиранья, идущей от юго-восточной части Калифорнии через юго-западную Аризону в Сонору, можно объяснить срезание структурных простиранья в протерозойских породах на юго-западном краю платформы и появление смещенных фрагментов похожих пород в Северной Мексике [Silberling, Jones, 1984]. Возможно, что анортозиты и гранулитовые гнейсы блока Оаксака в Южной Мексике [Silberling, Jones, 1984] являются обломками Гренвильского складчатого пояса, перемещенными с платформы вдоль аналогичного мегасдвига. Такие левосторонние смещения могут быть связаны с ранними стадиями раздвига Атлантики и отделением Северной Америки от Южной при раскрытии Мексиканского залива [Coney et al., 1980].

Более обычны для Кордильер правосторонние сдвиговые смещения по простиранью. Правостороннее смещение на 450 км наблюдается вдоль разрыва Тинтина в Юконе, активного в позднемеловое—раннетретичное время [Gabrielese, Yorath, 1982]. Правостороннее смещение сопоставимой амплитуды имело место по разрыву Денали в центре Аляски в середине третичного времени и продолжается до сих пор вдоль системы разрывов Сан-Андреас и пролива Королевы Шарлотты. Этими горизонтальными движениями, возможно, объясняется большинство смещений аллохтонных образований складчатого пояса к северу. Правостороннее смещение и поворот тектонических элементов по часовой стрелке по большей части объясняется, вероятно, косым направлением конвергенции, связанной с общим дрейфом к северу ложа Тихого океана по отношению к Северной Америке на протяжении большей части мезозоя и в кайнозое, что подтверждается также и палеомагнитными данными. Часть сдвигов, однако, определено обусловлена постколлизийными трансформными движениями материковой окраины, начавшимися тогда, когда Северная Америка вошла — после субдукции взаимодействующих плит — в со-

прикосновение с продвигавшейся к северу тихоокеанской плитой. Это было показано для системы разрывов Сан-Андреас [Atwater, 1970].

Наряду с крупными сдвиговыми смещениями в различных районах Кордильер часть складчатого пояса на западе США и северо-западе Мексики испытала значительное растяжение в третичное время, обусловившее появление сложного сочетания ограниченных разрывами блоков в Провинции Бассейнов и Хребтов. Растяжение в направлении юго-запад — северо-восток началось на территории широкой магматической дуги андского типа в середине олигоцена и затронуло также большую часть южной зоны Провинции Бассейнов и Хребтов. Ранее растяжение проявилось и к востоку от плато Колорадо в области рифта Рио-Гранде. В миоцене магматическая дуга сузилась и неравномерно мигрировала к западу; растяжение в тылу дуги затронуло при этом значительную часть восточной зоны Провинции Бассейнов и Хребтов. Наконец, в позднем миоцене эта провинция была в значительной степени затронута растяжением, ориентированным по направлению к северо-западу; именно этот поздний эпизод растяжения несет главную ответственность за растяжение вдоль рифта Рио-Гранде [Eaton, 1979]. В настоящее время показано, что разрывы растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов выполняются книзу, переходя в почти горизонтальную зону пластической деформации. В ряде областей деформированные кристаллические породы вплоть до олигоцена с полого падающей полосчатостью и ярко выраженной катакlastической линейностью северо-восточного простирания залегают под крутопадающими неметаморфизованными слоями третичного возраста. Считается, что эти так называемые комплексы метаморфического ядра представляют собой выходы пород зоны пластической деформации, проходящей под Провинцией Бассейнов и Хребтов. Растяжение в пределах этой провинции достигает местами 100% и более, а общее растяжение составляет, возможно, от 30 до 50% [Hamilton, 1978].

Растяжение коры сопровождалось вулканической активностью. На ранних этапах ареал известково-щелочного вулканизма и плутонизма, связанного с развитием дуги, простирался в восточном направлении до вулканического поля Сан-Хуан в штате Колорадо и до площади Абсарока в штате Вайоминг. Когда дуга сузилась и связанный с ней магматизм сохранился лишь в узкой западной зоне, растяжение стало сопровождаться обширными излияниями базальтов и риолитов, достигшими кульминации при формировании базальтовых покровов плато Колумбия-Ривер (миоцен) и равнины Снейк-Ривер (квартер).

Переход от внутридугового и задугового спрединга к растяжению в северо-западном направлении коррелируется со сменой характера границы между плитами, а именно с переходом от конвергентной границы между Северо-Американской и Фаралонской плитами к трансформной границе с Тихоокеанской плитой, когда спрединговый хребет между двумя океанскими плитами прицлился под косым углом к Северной Америке [Atwater, 1976]. Когда трансформная граница распространилась в северном и южном направлении от первичной точки сочленения с центром спрединга, островодужный вулканизм за зоной трансформного разлома прекратился. Современный вулканизм в южной части Кордильерского складчатого пояса имеется только в Каскадном хребте на территории штатов Орегон, Вашингтон, в Британской Колумбии и в Трансмексиканском вулканическом поясе в Южной Мексике; оба эти района расположены напротив фрагментов конвергентной границы между Северо-Американской и Фаралонской плитами. Кроме этого, активный современный вулканизм отмечается еще только в единственном месте Кордильерского пояса Северной Америки — в Алеутской дуге на юго-западе Аляски, где вулканическая дуга возникла в результате субдукции Тихоокеанской плиты к северу, под Аляску и Берингово море.

АНТИЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

По П.Б. Кингу [King, 1969a,b], Антильский пояс заключает в себе два складчатых пояса, которые вместе полностью окаймляют Карибское море. Первый из этих поясов простирается почти на 3000 км к западу от оконечности Кордильерской складчатой системы Центральной Америки через Большие Антильские острова, поворачивает к югу через вулканическую дугу Малых Антильских островов к о. Тринидад, а затем направляется к западу вдоль северного побережья Южной Америки и присоединяется к северной оконечности Андского складчатого пояса на северо-западе Венесуэлы. Вторая ветвь Антильского складчатого пояса — деформированный пояс и ассоциирующая с ним вулканическая дуга — тянется к юго-востоку через Центральную Америку и присоединяется к Андскому поясу в западных районах Колумбии.

Большая часть Карибской впадины подстилается океанической корой, перекрытой относительно тонким чехлом слабдеформированных поздне меловых и более молодых осадков [Case, Holcombe, 1980; Case, Dengo, 1982]. Однако Никарагуанское поднятие, тянущееся к северо-востоку через северо-западный угол впадины, возможно, подстилается континентальной корой, увенчанной мощной серией умеренно деформированных карбонатных и обломочных отложений поздне мелового и кайнозойского возраста. Мексиканский залив представляет собой рифтовую впадину, заложенную в позднем триасе—ранней юре. В центре впадина подстилается океанической корой, а по периферии окружена переходной и континентальной корой, перекрытой мощными толщами осадков от нижнемеловых до четвертичных [Salvador, Buffler, 1982].

Северный деформированный пояс Антильского орогена на Больших Антиллах состоит преимущественно из сложнодеформированных меловых и нижнетретичных пород, включающих основные до андезитовых вулканические комплексы, глубоководные осадочные отложения, интрузии основного и среднего состава, метаморфические породы (частично в глаукофановой фации) и тела ультраосновных пород неопределенного возраста. Все они интенсивно деформированы и перекрыты слабодислоцированными морскими слоями преимущественно миоценового и более молодого возраста. Деформация включает складки, надвиги и крупные сдвиги, в основном с левосторонним смещением. На западе Кубы юрские карбонатные и кластические породы вовлечены в чешуйчатые надвиги к северу от основного деформированного пояса, однако мощные карбонатные платформенные отложения мела, выходящие в море сразу же к северу от побережья, деформированы слабо.

Смятая в складки осадочная серия Западной Кубы, очевидно, уходит в юго-западном направлении в море и соединяется со складчатым поясом Петен на территории Белиза, Северной Гватемалы и Южной Мексики, где складки и направленные к северу надвиги затрагивают меловые и нижнетретичные слои Юкатанской платформы [Case, Dengo, 1982]. Пояс Петен протягивается на запад и северо-запад к южной оконечности пояса складок и надвигов Кордильер.

Полярность пояса деформированных меловых—нижнетретичных пород Больших Антильских островов неясна, однако наличие слабодислоцированных платформенных отложений к северу от Кубы, а также комплексов субдукции третичного возраста вдоль северного побережья Кубы [Case, Holcombe, 1980] позволяет предположить, что по крайней мере некоторые из структур имеют северную вергентность.

Породы, сходные с антильскими, слагают также сегмент Антильского складчатого пояса вдоль северного побережья Южной Америки. Здесь пояс деформированных вулканических, плутонических и метаморфических пород обрамлен с юга мощными сериями меловых и нижнетретичных отложений, смятых

и нарушенных надвигами с движением в южном направлении к Гвианскому щиту.

Мощные серии деформированных миоценовых и постмиоценовых осадков и меланжа залегают преимущественно под водами Карибского моря на флангах поясов с более древним возрастом деформации. Северный пояс неогеновой складчатости протягивается от южных и восточных районов Пуэрто-Рико до юго-восточной Испании, где он появляется на поверхности как область деформированных миоценовых и более молодых морских слоев. Структуры в этом поясе ориентированы явно к югу, в сторону Карибской впадины [Case, Dengo, 1982]. Обширный пояс аналогично деформированных неогеновых пород тянется в море вдоль северного побережья Венесуэлы и Колумбии; вергентность структур в этом поясе северная, также направленная к Карибской впадине.

Малые Антильские острова являются позднетретичной—четвертичной вулканической дугой (включающей несколько активных до настоящего времени вулканов), обрамленной с востока широкой подводной полосой складчатых неогеновых пород. Как дуга, так и полоса деформированных неогеновых пород очевидно связаны с субдукцией ложа Атлантического океана к востоку под Карибские структуры.

Крупными зонами неогеновых сдвигов Карибская впадина ограничена как с севера, так и с юга. Северная зона простирается от разрывов Мотагуа—Полочик на севере Гватемалы в восточном направлении через желоб Кайман к Пуэрто-Риканскому желобу. Она характеризуется левосторонним смещением и включает небольшой центр спрединга во впадине растяжения (желоб Кайман), активный, возможно, начиная с эоцена. Южная зона — это система разрывов Ока-эль-Пилар в Северной Венесуэле и на о.Тринидад с правосторонним смещением [Case, Dengo, 1982].

“Ядро” Центральной Америки к югу от зоны разрывов Мотагуа—Полочик состоит из докембрийских (?) и палеозойских метаморфических и магматических пород, перекрытых неметаморфизованными слоями юры; в то же время к югу от центральной части Никарагуа нигде в Центральной Америке не установлено ни палеозойских, ни более древних пород. Сегмент Антильского складчатого пояса, тянувшийся отсюда на юго-восток до Западной Колумбии, сложен меловыми и нижнетретичными деформированными основными вулканитами, глубоководными осадками и интрузиями от среднего до кислого состава. Эти деформированные породы, обнажающиеся главным образом на Тихоокеанском побережье, увенчаны образованиями позднетретичной — четвертичной вулканической дуги, которые включают крупные лавовые потоки, лахары и игнимбритовые покровы, а также несколько активных вулканов. На дне океана находится пояс сильнодеформированных неогеновых осадков, накопившихся в преддуговом хребте и впадине, сформировавшихся в связи с субдукцией дна Тихого океана к северо-востоку под вулканическую дугу и ее деформированное меловое и третичное основание. На удалении от берега в Карибской впадине, но местами выходя и на сушу, вдоль северного побережья протягивается пояс неогеновых пород, интенсивная деформация в котором, очевидно, связана со спредингом в северном направлении в тылу дуги или же с поддвигом к югу ложа Карибского моря.

Можно предложить лишь самую общую интерпретацию строения Карибского региона в свете тектоники плит. Карибская плита, возможно, является фрагментом бывшего ложа Тихого океана, отсеченного конвергентной окраиной тихоокеанского побережья Центральной Америки. Современная северная граница Карибской плиты отмечена северной зоной сдвигов на отрезке от Центральной Америки до Пуэрто-Риканского желоба, однако пояс деформированных верхнемеловых и нижнетретичных пород на Кубе и в Испании, возможно, маркирует более раннюю границу плиты. Вулканическая дуга и пояс

деформированного неогена на Малых Антильских островах указывают на субдукцию к западу, под Карибскую впадину западных атлантических частей Северо- и Южно-Американской плит. Четкая инверсия полярности деформированных поясов на северной и южной окраинах Карибского моря в интервале от раннепалеогенового времени до неогена является, возможно, результатом небольших изменений в относительном движении Северо-Американской и Южно-Американской плит. На фоне этого генерального плана произошло независимое движение множества небольших элементов, обусловивших мозаику небольших блоков вдоль границ Карибского региона [Case, Dengo, 1982].

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson T.H., Silver L.T.* The role of the Mohave-Sonora megasphere in the tectonic evolution of Northern Sonora//*Geol. Soc. Amer. Guidebook. Field Trip, 1979. P. 59—68. (Annu. Meet.: N 27).*
- Atwater T.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America//*Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 81. P. 3513—3536.*
- Bayley R.W., Muehlberger W.R.* Basement rock map of the United States exclusive of Alaska and Hawaii. Scale 1:2 500 000. Wash.: Geol. Surv., 1968.
- Burchfiel B.C.* Geologic History of the Central Western United States//*Papers on mineral deposits of Western North America: Intern. Assoc. Genesis Ore Deposits Symp./Ed. J.D. Ridge. 1974. Vol. 2. P. 1—11. (New Bur. Mines Rep.: N 30).*
- Burchfiel B.C., Lipman P.W., Eaton G.P., Smith R.B.* The Cordilleran orogen, conterminous US sector//*Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 91—98.*
- Burchfiel B.C., Davis G.A.* Nature and controls of Cordilleran orogenesis, Western United States: extensions of an earlier synthesis//*Amer. J. Sci. A. 1975. Vol. 275. P. 363—396.*
- Case J.E., Holcombe T.L.* Geologic-tectonic map of the Caribbean region: US Geological survey miscellaneous investigations map 1—1100. Scale 1:2 500 000. 1980.
- Case J.E., Dengo G.* The Caribbean region//*Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 143—156.*
- Coney P.J.* Cordilleran tectonic transitions and motion of the North America plate//*Nature. 1971. Vol. 233. P. 462—465.*
- Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes//*Ibid. 1980. Vol. 288. P. 329—333.*
- Cook F.A., Albaugh D.S., Brown L.D. et al.* Thin-skinned tectonics in the crystalline Southern Appalachians: COCORP seismic-reflection profiling of the Blue Ridge and Piedmont//*Geology. 1979. Vol. 7. P. 563—567.*
- Dewey J.F., Burke K.C.A.* Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision//*J. Geol. 1973. Vol. 81. P. 683—692.*
- Eaton G.P.* A plate tectonic model for Late Cenozoic crustal spreading in the Western United States//*Rio Grande rift: tectonics and magmatism/Ed. R.E. Riecker. Amer. Geophys. Union. 1979. P. 7—32.*
- Gabrielese H., Yorath C.J.* The Cordilleran orogen: Canadian sector//*Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 81—89.*
- Grantz A., Eittreim S., Dinter D.A.* Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska//*Tectonophysics. 1979. Vol. 59. P. 263—291.*
- Haller J.* Geology of the East Greenland Caledonides. N.Y.: Wiley, 1971. 413 p.
- Hamilton W.B.* Mesozoic tectonics of the Western United States//*Mesozoic paleogeography of the Western United States: Pacif. Sect. Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pacif. Coast Paleogeogr. Symp./Ed. D.G. Howell, K.A. McDougall. 1978. Vol. 2. P. 33—70.*
- Hamilton W.B.* Plate-tectonic mechanism of Laramide deformation//*Contribs Geol. 1981. Vol. 19. N 2. P. 87—92.*
- Hamilton W.B.* Cretaceous and Cenozoic history of the northern continents//*Ann. Missouri Bot. Gardens. 1983. Vol. 7. P. 440—458.*
- Hatcher R.D.(Jr.), Viele G.W.* The Appalachian-Ouachita orogens: United States and Mexico//*Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 67—75.*
- Hildebrand R.S., Bowring S.S.* Continental intra-arc depressions: a non-extensional model for their origin, with a Proterozoic example from Wopmay orogen//*Geology. 1984. Vol. 12. P. 73—77.*
- Hoffman P.F., Bowring S.A.* Short-lived 1.9 Ga continental margin and its destruction, Wopmay orogen, Northwest Canada//*Ibid. P. 69—72.*
- Hoffman P.F., Card K.D., Davidson A.* The Precambrian: Canada and Greenland//*Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. De-*

- cade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 3—6.
- Karlstrom K.E., Houston R.S.* The Cheyenne belt: analysis of a Proterozoic suture in Southern Wyoming//Precamb. Res. 1984. Vol. 25. P. 415—446.
- King P.B.* Tectonic map of North America. Scale 1:5 000 000. US Geol. Surv., 1969a.
- King P.B.* The tectonics of North America: A discussion to accompany the tectonic map of North America. Scale 1:5 000 000//US Geol. Surv. Profess. Pap. 1969b. N 628. 94 p.
- McHone J'G., Butler J.R.* Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean//Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95. P. 757—765.
- Monger J.W.H., Price R.A.* Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera: progress and problems//Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16. P. 770—791.
- Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera//Geology. 1982. Vol. 10. P. 70—75.
- Price R.A., Monger J.W.H., Muller J.E.* Cordilleran cross section, Calgary to Victoria//Field guides to geological and mineral deposits: Geol. Assoc. Canada 1981 Annu. Meet/Ed. R.I. Thompson, D.G. Cook. Calgary, 1981. P. 261—334.
- Salvador A., Buffler R.T.* The Gulf of Mexico basin//Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 157—162.
- Silberling N.J., Jones D.L.* Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera. Scale 1:2 500 000//US Geol. Surv. Open-File Rep. 1984. N 84—523.
- Silver L.T., Bickford M.E., Van Schmus W.R.* et al. The 1.4 b.y. transcontinental anorogenic plutonic perforation of North America (abs.)//Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. 1977. Vol. 9, N 7. P. 1176—1177.
- Sloss L.L.* The midcontinent province: United States//Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 27—40.
- Stockwell C.H., McBlynn J.C., Emslie R.F.* et al. Geology of the Canadian shield// Geology and economic minerals of Canada/Ed. R.J.W. Douglas. 1968. P. 43—150. (Geol. Surv. Canada Econ. Geol. Rep.; N1).
- Thomas J.J., Schuster R.D., Bickford M.E.* A terrane of 1,350 to 1,400-m.y.-old silicic volcanic and plutonic rocks in the buried Proterozoic of the mid-continent and the West Mountains, Colorado//Bull. Geol. Amer. 1984. Vol. 95. P. 1150—1157.
- Trettin H.* Inuitian orogen and Arctic platform//Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. Vol. 1. P. 49—56.
- Tweo O.* Precambrian geology of Colorado // Colorado geology Ed. / H.C. Kent, K.W. Porter. Denver: Rocky Mountain Assoc. Geol. 1982. P. 37—46.
- Williams H.* Geology of the Canadian Appalachians//Perspectives in regional geologic synthesis — planning for the geology of North America: Geol. Soc. Amer. Decade North Amer. Geol. Spec. Publ./Ed. A.R. Palmer. 1982. P. 57—66.

ЕВРОПА

Европа в физико-географическом смысле представляет лишь западный выступ Евразии, но в геологическом (тектоническом) смысле может рассматриваться как отдельный континент, поскольку она имеет собственное древнее ядро (Восточно-Европейская платформа, или кратон), обрамленное более молодыми складчатыми системами. Предложенное Г. Штилле [Stille, 1924] подразделение на Праевропу, Палеоевропу, Мезоевропу и Неоевропу сохранило свое значение, за исключением того, что между Праевропой и Палеоевропой следует вставить эпибайкальскую Протоевропу с отнесением к ней Тимано-Печорской плиты и, по крайней мере, части Среднеевропейской мегасинеклизы (рис. 2).

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская платформа (Праевропа Г. Штилле, Фенносарматия С. Бубнова [Von Vibnoff, 1952]) занимает около половины континента, всю его северо-восточную часть, за исключением вышеупомянутой Тимано-Печорской плиты. Северо-западный край платформы примерно совпадает с соответствующим ограничением Скандинавского полуострова, но перекрыт на расстоянии более 200 км вглубь континента тектоническими покровами Скандинавских каледонид. В районе Финнмаркен этот край платформы сочленяется

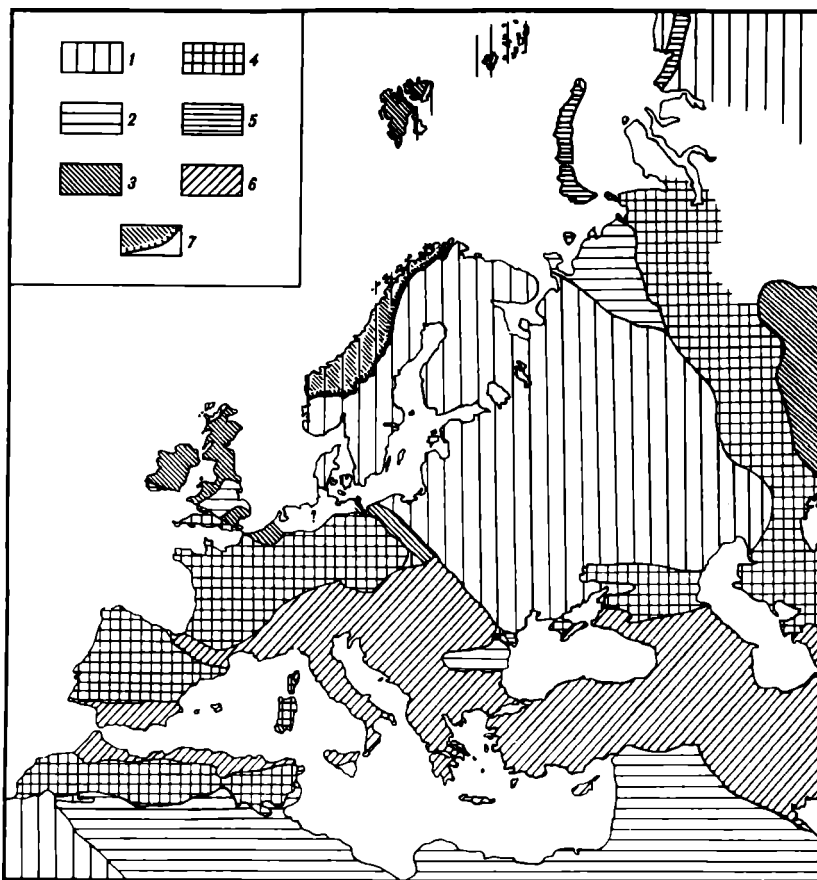


Рис. 2. Тектоническая схема Европы

1 — древний Восточно-Европейский кратон (Правевропа); 2 — эпибайкальские платформы (Протоевропа); 3 — область эпикаледонской кратонизации (Палеоевропа); 4 — область эпигерцинской консолидации (Мезоевропа); 5 — область эпикиммерийской консолидации; 6 — область альпийской складчатости; 7 — фронт каледонских шарьяжей в Скандинавии

почти под прямым углом с северо-восточным краем, протягивающимся далее вдоль побережья Кольского полуострова, основания п-ова Канина и юго-восточного ограничения Тиманского кряжа до Полюдова Камня на стыке Тимана и Урала. На всем этом протяжении платформа граничит с байкальской складчатой системой, которая, судя по обнажениям полуостровов Рыбачьего и Среднего, на него полого надвинута [Siedlecka, 1975]. Масштаб перекрытия на уровне Тимана может достигать нескольких десятков километров: Край платформы в полосе вдоль Тимана опущен на глубину до 5 км по фундаменту и образует погребенный под более молодыми отложениями Предтиманский прогиб.

Начиная с Полюдова Камня, граница платформы протягивается в южном направлении вдоль Урала, вплоть до р. Эмбы. Здесь край Восточно-Европейской платформы также прогнут с образованием Предуральского прогиба; по геофизическим данным, древний фундамент того же типа, что и фундамент платформы, продолжается не только под прогибом, но и под всей внешней миогеосинклинальной зоной западного склона Урала и сложенным складчатым рифесом антиклинорием Уралтау вплоть до Главного Уральского надвига, по которому эвгеосинклинальные образования восточного склона над-

винуты к западу, в сторону платформы. В районе южного окончания Урала, в бассейне р. Эмбы, край платформы резко поворачивает к юго-западу, в направлении Каспийского моря, и на этом отрезке приурочивается к разлому (вероятно, также надвигу, направленному в сторону платформы), пересекающему погребенное Южно-Эмбенское поднятие (по мезозойско-кайнозойскому чехлу здесь наблюдается монотонное погружение слоев к юго-востоку, в направлении плато Устюрт). В юго-восточном крыле пограничного разлома вскрыты дислоцированные среднепалеозойские отложения типа обнаженных на западном склоне Урала (так называемая зилаирская серия), но они слагают лишь довольно узкую зону — ветвь Уральской системы между краем платформы и древним блоком Устюрта, обладающим, скорее всего, докембрийским фундаментом (по геофизическим данным).

Начиная с северо-восточного побережья Каспийского моря, граница платформы приобретает широтное простираие и сохраняет его до Молдавии, проходя через Азовское море и основание Крымского полуострова. На этом отрезке платформа, как и на востоке и юго-востоке, граничит с герцинидами, которые в районе Астрахани на нее отчетливо надвинуты. Прямолинейность южной границы платформы осложнена заливообразным внедрением Донецкого бассейна, палеозойское выполнение которого смято герцинской складчатостью, но возникло в пределах платформы.

В Молдавии граница платформы вновь резко поворачивает к северо-западу и следует в этом направлении прямолинейно до Балтийского моря вдоль зоны разломов, получившей название линии Тейсейра—Торнквиста, или Балто-Подольского линеамента. По этой линии с платформой граничит область развития байкальского фундамента, но залегающий на нем несогласно вендско-силурийский (включая девона) комплекс также оказывается смятым в складки, наиболее отчетливо в районе о. Рюген, в Польском Поморье и в юго-западной зоне Свентокшиских гор [Dadlez, 1974; Znosko, 1965; и др.]. Остается неизвестным, существует ли связь между этой зоной каледонской складчатости и каледонидами Брабанта в Западной Европе.

Положение границы Восточно-Европейской платформы на участке к югу от Скандинавского полуострова (Дания и омывающие ее воды) остается наименее ясным. Эта граница не может проходить северо-восточнее северо-западного продолжения Балто-Подольского линеамента и южнее основания Ютландского полуострова, где бурением вскрыты филлиты рифейского или нижнепалеозойского возраста (байкалиды? каледониды?). Тот факт, что в Южной Дании на поднятии Рингкёбинг-Фюн под пермскими отложениями вскрыты гнейсы с возрастом около 1 млрд лет, как и юго-западной части Балтийского щита, указывает на принадлежность территории Дании скорее еще к древнему кратону, что подтверждает и платформенный характер нижнепалеозойских отложений Датского прогиба между поднятием Рингкёбинг-Фюн и щитом. Но, конечно, остается возможность того, что этот нижний палеозой подстилается складчатым геосинклинальным рифеем. Так или иначе, контуры древней Восточно-Европейской платформы, вероятно, замыкаются в самой восточной части Северного моря. Возможность существования выступа кратона, простирающегося до английского Мидленда [Bailey, 1928; Богданов, 1964], маловероятна в свете относящихся к самому концу докембрия радиометрических датировок складчатого основания и магматических пород массива Мидленда.

ФУНДАМЕНТ

Фундамент Восточно-Европейской платформы включает главным образом породы раннего докембрия; некоторое исключение составляют крайний юго-запад Балтийского щита и его продолжение в Северо-Восточной Польше. Наиболее

крупным выступом фундамента является Балтийский щит, охватывающий Скандинавский и Кольский полуострова, Финляндию и Карелию. Возраст пород, слагающих этот щит, и затронувших их деформаций и метаморфизма в общем омолаживается с северо-востока на юго-запад. В северо-восточной части щита, на Кольском полуострове, в Карелии, Лапландии и Восточной Финляндии собственно фундамент сложен архейскими образованиями, главным образом гнейсами и гранитами, среди которых местами в последнее время установлены породы типа так называемых серых гнейсов [Древнейшие..., 1981; Стратиграфия..., 1981], которые могут относиться к наиболее древнему архею (не выделены на карте). Кроме того, в Карелии, Восточной и Северной Финляндии [Blais et al., 1977] недавно выделены зеленокаменные пояса, показанные на карте. В Центральной Карелии и смежных районах Финляндии архейский фундамент перекрыт нижнепротерозойским осадочно-вулканогенным (базальтовым) чехлом так называемого ятулия (2500—2150 млн лет), испытавшим лишь умеренные складчато-разрывные деформации, относительно слабый метаморфизм и вмещающим силлы габбро-диабазов [Соколов и др., 1973; Негруца, 1984].

Особый тип раннепротерозойских структур представляют собой линейные впадины южной части Кольского полуострова (Печенгская и Имандра-Варзугская) и Северо-Восточной Карелии (Ветреного пояса). Эти впадины имеют явно рифтогенную природу и вмещают мощные толщи основных толеитовых вулканитов, несущих в Печенге сульфидное медно-никелевое оруденение. Северный борт у этих впадин моноклиальный, южный — надвиговой. В пределах Кольского полуострова, Лапландии и Беломорья архейский фундамент в отличие от Карелии и Восточной Финляндии интенсивно переработан в конце раннего протерозоя, начиная с 2200 млн лет. Многие исследователи относят к этому времени формирование Лапландского гранулитового пояса, простирающегося в виде дуги между центральнокольскими гранитогнейсами на севере и беломорскими гнейсами на юге и восточнее надвинутого на последние. Юго-западным ограничением всего Лапландско-Кольско-Карельского ансамбля (мегаблока) служит Ботническо-Ладожская зона разлома, пересекающая в северо-западном направлении северную часть Ботнического залива и Скандинавского полуострова, а юго-восточнее — Финляндию и Юго-Западную Карелию. Вдоль этой зоны центральный мегаблок Балтийского щита — Свекофеннский — надвинут на Карельский архейский блок.

Свекофеннский (Свекокарельский) мегаблок в основной своей части не обнаруживает присутствия архейского сиалического основания и, по мнению большинства исследователей, заложен на раннепротерозойской океанической коре, реликты которой усматриваются в серпентинитах, толеитовых пиллоу-лавах и кремнях, встречающихся в надвиговых (шарьяжных) пластинах в восточной части мегаблока [Gaal, 1982]. Основная часть разреза представлена турбидитами (флиш так называемого калевия) и вулканитами островодужного типа. Значительную часть площади слагают гранитоиды с возрастом 1850—1750 млн лет, в частности огромный Центральнофинляндский батолит. Осадки и вулканиты затронуты региональным метаморфизмом, в отдельных зонах достигающим гранулитовой фации, в частности вдоль Ботническо-Ладожского разлома. Турбидиты рассматриваются как продукт сноса с восточного (Карельского, Ятулийского) материка, а островодужные вулканиты и гранитоиды — как следствие субдукции океанической коры расположенного западнее данного мегаблока бассейна. Вдоль западной окраины мегаблока, в Центральной Швеции, в эпоху непосредственно после свекокарельского орогенеза (1750—1620 млн лет) образовался вулканоплутонический пояс, включающий гранитные батолиты мантийного происхождения, в основном кислые вулканиты и игнимбриты [Nystrom, 1982]. Пояс несогласно наложен на свекокарельский консолидированный фундамент и

отвечает новому структурному плану; он продолжается на юг в Северо-Восточную Польшу [Зноско и др., 1972]. Более молодыми (~1350 млн лет) и распространенными в более внутренних частях Балтийского щита являются плутоны гранитов типа рапакиви, известные на юге Балтийского щита в полосе от Центральной Швеции почти до Онежского озера. Они известны и южнее под чехлом Русской плиты (Рижский плутон и др.).

Крайнюю юго-западную часть Балтийского щита составляет Свеконорвежский мегаблок, охватывающий юго-западную часть Швеции и Южную Норвегию. Он надвинут на Свекофеннский мегаблок по линии меридионального простиранья (Свеконорвежский фронт), параллельно которой западнее протягивается еще ряд надвигов той же ориентировки, дугообразно выпуклых к востоку. Восточную часть мегаблока к востоку от пермского грабена Осло слагают почти не переработанные свекофеннские гнейсы. Западнее степень их переработки и ремобилизации прогрессивно усиливается. В грабенах восточной и центральной частей мегаблока (Дальсланд, Телемарк) сохранились остатки платформенного чехла (1600—1100 млн лет), сложенного кварцитами, аркозами, основными и кислыми лавами. Верхняя часть этого чехла накапливалась, вероятно, уже в рифтогенных условиях. В западной части мегаблока основание сложено мафическими гнейсами, которые могут отвечать позднедокембрийской океанической коре. В интервале 1200—850 млн лет весь Свеконорвежский мегаблок испытал интенсивные деформации, внедрение син- и посткинематических интрузий анортозитов и гранитоидов, а затем полную консолидацию. Дальнейшая история Балтийского щита, за частичным исключением кембро-ордовика, характеризовалась преобладанием поднятий, на фоне которых дважды, в девоне и перми, происходило внедрение кольцевых ультраосновных — щелочных плутонов, наиболее крупных на Кольском полуострове. В перми же образовался грабен Осло.

Вторым, значительно менее крупным, выступом фундамента Восточно-Европейской платформы является Украинский щит в ее южной части. Фундамент щита образован практически исключительно архейскими и нижнепротерозойскими породами [Щербак и др., 1984]; лишь в Овручской синклинали на крайнем северо-западе известны метаморфизованные осадки и вулканиты нижнего и среднего рифея. Наиболее древние радиометрически датированные образования обнажаются в средней части щита, в Среднем Приднепровье. Здесь установлены и древние серые гнейсы, и налегающие на них зеленокаменные пояса, и позднеархейские гранитогнейсовые купола. Большая часть остальной площади щита также образована архейскими породами. Это относится, в частности, к юго-западной части щита, где метаморфизм пород достигает гранулитовой фации. За пределами данного района и Среднего Приднепровья архейские образования подверглись интенсивной раннепротерозойской переработке с внедрением гранитов. Нижнепротерозойские супракрустальные отложения — вулканиты, кварциты, сланцы, джеспилиты — локализованы в относительно узких синклинорных зонах меридионального простиранья, поперечных к общей вытянутости щита. В северной части щита известны два крупных дифференцированных плутона габбро-анортозит-гранофиривого состава, одновозрастных плутонам гранитов-рапакиви более северных частей платформы.

Помимо Балтийского и Украинского щитов, фундамент залегает выше уровня моря в центральных частях Мазурско-Белорусской и Воронежской антеклиз; в пределах последней он даже обнажен в двух пунктах, а в железорудном районе Курской магнитной аномалии вскрыт карьерами. Бурение позволило установить, что западная и центральная части Воронежского массива сложены археем и подчиненно нижним протерозоем, продолжающим структуры Украинского щита, причем в архее обнаружены типичные коматииты [Крестин, 1980]. Восточная часть Воронежского массива образована нижним протерозоем.

зоём — аналогом свекофеннского комплекса. В Белорусском массиве к поверхности приближены архейские образования.

На остальной площади платформы фундамент изучен геофизическими методами (магнито- и гравиразведка) и бурением. Эти исследования позволили выявить под чехлом продолжения и аналоги структур, установленных на щитах и массивах. Наибольшую площадь занимают округло-изометричные блоки архейских гранитогнейсов и зеленокаменных пород, окаймленные и разделенные гранулитовыми поясами и структурами раннепротерозойских протогеосинклиналей криворожского типа. Различия между этими двумя типами раннедокембрийских зон отчетливо выражены в магнитном и гравитационном полях — первые характеризуются слабыми мозаичными, вторые — интенсивными линейными аномалиями. Их совокупность местами, например в Урало-Поволжье, на Татарском своде (см. ниже), выступает в виде огромных кольцевых структур, подобных описанным в западной части Украинского щита [Богданова, 1984].

АВЛАКОГЕНЫ И ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

В тело фундамента платформы в пределах Русской плиты и отчасти Балтийского щита (Телемаркский, Кандалакшский, Пишский грабены) врезаны авлакогены, заполненные рифейскими и нижневендскими отложениями. На Русской плите они образуют несколько систем [Постникова, 1976; Золотов, 1982]. Одна из них, Во́лыньско-Среднерусская, пересекает плиту в северо-восточном направлении, от Во́лыни к Южному Тиману. От нее отходит к юго-востоку другая система, включающая Московский и Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакогены и уходящая в Прикаспийскую впадину. На востоке развита система авлакогенов, параллельных Уралу (Кировско-Казанский и др.), и их широтных ответвлений. На юге в рифее наметилось развитие Днепровско-Донецкого авлакогена, параллельного южному краю кратона.

К позднему венду ранние авлакогены прекратили свое существование и оказались поглощенными более широкими и плоскими синеклизами. Началось накопление платформенного чехла, покрывающего почти все пространство между Балтийским и Украинским щитами, известное как Русская плита. В этом чехле перерывами в позднем кембрии, середине девона и середине триаса отчетливо обособляются четыре комплекса — байкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский, обладающие каждый своим собственным структурным планом. Суммирование этих планов определило современную структуру поверхности фундамента.

На северо-западе Русской плиты расположена крупная отрицательная структура — Балтийская синеклиза, возникшая на каледонском этапе и первоначально продолжавшаяся на восток-северо-восток в направлении Тимана. Южная часть синеклизы, обособившаяся в поздней перми, в отличие от северной, продолжавшей погружаться в мезозое и палеогене, известна под названием Польско-Литовской синеклизы; она фактически представляет западную центроклиналь огромной Среднеевропейской мегасинеклизы (см. ниже): ее наиболее глубокая часть (>5 км) приходится на Гданьский залив. Балтийская синеклиза отделена Латвийской седловиной от еще более обширной Московской синеклизы — центральной и главной отрицательной структуры Русской плиты. Главный этап развития Московской синеклизы герцинский; она частично наложена на каледонскую Балтийскую синеклизу и испытала остаточное погружение в мезозое. На северо-востоке продолжение Московской синеклизы огибает восточное погружение Балтийского щита и отделяет его от Тиманского кряжа. Эта депрессия нередко рассматривается в качестве самостоятельной Мезенской синеклизы.

С юга Балтийская и Московская синеклизы ограничены полосой поднятий фундамента близширотного простираия, выступившей на герцинском этапе и включающей Мазурско-Белорусскую и Воронежскую антеклизы. Северо-восточный склон последней отделен Рязано-Саратовским прогибом, наследовавшим рифейский авлакоген, от крупнейшего погребенного поднятия восточной части плиты — Волго-Уральской (Волго-Камской) антеклизы. Эта антеклиза имеет сложное строение благодаря существованию осложняющих ее авлакогенов — рифейских и девонских прогибов. Она состоит поэтому из ряда обособленных сводов — Токмовского, Татарского, Котельнического, Пермского, Башкирского, Оренбургского. Антеклиза начала погружаться во второй половине девона, а в пермское время утратила свою индивидуальность, войдя в состав еще более обширной Восточно-Русской зоны опусканий. На юге эта зона включает Прикаспийскую синеклизу, занимающую юго-восточный угол Русской плиты и обладающую максимальной глубиной из всех отрицательных структур — до 22—24 км. В центральной части Прикаспийской синеклизы осадочный чехол залегает непосредственно на консолидированной коре с сейсмическими скоростями, характерными обычно для ее "базальтового" слоя. Ранние стадии развития Прикаспийской синеклизы не изучены, ибо соответствующие слои не вскрыты бурением, но можно предполагать, что синеклиза возникла на сочленении нескольких рифейских авлакогенов (один из них — Пачелмский) и начала погружаться как единое целое еще в раннем палеозое. В среднем палеозое и до ранней перми включительно она представляла собой область отложения относительно глубоководных осадков пониженной мощности (некомпенсированное погружение), а в кунгурский век стала местом накопления мощной соленосной толщи. Надсолевой комплекс образован мелководно-морскими, частично лагунно-континентальными осадками верхов перми, мезозоя и кайнозоя, пронизанными огромным числом соляных штоков, над которыми возникли купола. С юга и востока Прикаспийская синеклиза окаймлена зоной сводовых поднятий, от Астраханского до Оренбургского, представляющих пограничные структуры кратона в целом.

Узкий Преддонецкий прогиб соединяет Прикаспийскую синеклизу с Украинской мезозойско-кайнозойской синеклизой, наложенной на Днепровско-Донецкий авлакоген, возникший в середине девона в осевой части поднятия, объединявшего Украинский щит с Белорусско-Воронежской антеклизой и далее распространявшегося на Волго-Уральскую антеклизу (раннепалеозойский Сарматский щит Н. Шатского). При этом Днепровско-Донецкий авлакоген, первоначально охватывавший и Донецкий каменноугольный бассейн, оказался наложенным на более узкий рифейский грабен, выявленный сейсмическими исследованиями. Западная часть Днепровско-Донецкого авлакогена известна как Припятская впадина (сложный грабен). Она имеет широтное простираие и отделена Полесской седловиной от Подляско-Брестской впадины того же простираия. Полесская седловина входит в зону меридионального поднятия (Полесский мост), соединяющего Украинский щит с Балтийским через Мазурско-Белорусскую антеклизу и Латвийскую седловину. В отличие от Днепровско-Донецкого авлакогена Подляско-Брестская впадина начала погружаться еще в венде, открываясь в сформированную уже в это время вдоль Балто-Подольского линеамента Вислянско-(Балтийско-)-Днепровскую зону перикратонных опусканий. В Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене в позднем девоне накопилась мощная соленосная толща; соленакопление повторилось в Днепровско-Донецком авлакогене в ранней перми. С обеими этими толщами, особенно с девонской, связаны проявления соляной тектоники. В раннем карбоне — динанте — преобладало карбонатонакопление, которое в Донецком бассейне сменилось в намюре—среднем карбоне отложением паралической угленосной формации огромной мощности, а в позднем карбоне—начале перми—отложением пестроцветной

терригенной толщи. На середину ранней перми (граница ранней и средней перми западноевропейской номенклатуры) приходится главная складчатость Донецкого бассейна и полосы, продолжающей его к юго-востоку до Каспийского моря.

ТИМАНО—ПЕЧОРСКАЯ И СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКАЯ ЭПИБАЙКАЛЬСКИЕ ПЛИТЫ

На северо-востоке к Восточно-Европейской древней платформе прилегает Тимано-Печорская эпибайкальская платформа с рифейским складчатым фундаментом, среди которого на востоке, в районе Большеземельской тундры, возможно присутствие глыбы (срединного массива) пород древнего докембрия. Фундамент Тимано-Печорской платформы выступает на поверхность на западе, в Тиманском кряже, где он образован отложениями миогеосинклинального характера; восточнее (в пределах Печорской плиты) в его составе появляются интрузии гранитоидов, а еще восточнее — вулканиты. Чехол Печорской плиты сложен почти полным разрезом фанерозойских отложений, но основная роль в этом разрезе принадлежит среднему палеозою. Последний выполняет авлакогены северо-западного простирания, над которыми в позднем палеозое возникли хорошо выраженные в рельефе валы, а над поднятиями — депрессии, из которых самая крупная — над сводом Большеземельской тундры. В мезозое погружения значительно ослабли, а в кайнозое происходили лишь очень ограниченно. Печорская плита продолжается в акваторию Печорского моря (юго-восточная часть Баренцева) с увеличением мощности мезозоя. Можно полагать, что вся южная часть Баренцева моря, до широты о. Медвежий, подстилается байкальским фундаментом, в то время как северо-восточная половина акватории, судя по обнажениям на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и образованиям, вскрытым скважиной на Земле Франца-Иосифа, может обладать более древним, раннедокембрийским фундаментом, хотя его несколько более молодой возраст не исключен¹.

Байкальским (в основном) фундаментом может обладать и Среднеевропейская плита, занимающая пространство между юго-западным краем Восточно-Европейского кратона на северо-востоке и Англо-Брабантской ветвью каледонид и фронтом герцинид (к востоку от Эльбы) на юго-западе. Среднеевропейская плита или, точнее, мегасинеклиза, охватывающая Северное море и Польско-Германскую низменность, является наиболее крупной структурой чехла. Ее контуры лучше всего вырисовываются по распространению соленосной толщи цехштейна, благодаря которой эта мегасинеклиза представляет собой одну из классических областей галокинеза. В Северном море установлена система субмеридиональных рифтов триасового—поздне мелового возраста, над которыми в позднем мелу и кайнозое возник широкий прогиб того же простирания. Аналогичные структуры, но уже более широтного простирания, выявлены и в континентальной части мегасинеклизы (Нидерланды, ФРГ, вероятно ГДР).

За исключением антеклизы английского Мидленда, где фундамент местами выходит на поверхность, в пределах остальной части этой плиты он глубоко погружен, в низовьях Эльбы—на глубину более 10—12 км. Здесь, как и в Прикаспийской синеклизе, надо предполагать отсутствие геофизического "гранитного" слоя, с чем связан крупный магнитный и гравитационный максимум, давший основание для выделения Восточно-Эльбского массива, отмеченного на нашей карте.

¹Радиометрические датировки метаморфитов Северо-Восточной Земли дали каледонские значения, что, скорее всего, объясняется "омоложением", связанным с развитием каледонид Западного Шпицбергена.

КАЛЕДОНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ СЕВЕРО—ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

На северо-западе Восточно-Европейская платформа окаймляется каледонской складчатой системой Британских островов — Скандинавии — Шпицбергена (Свальбарда), кратонизация которой привела к образованию Палеоевропы, соединенной с Гренландско-Канадским щитом (Лаврентией). Каждое из названных звеньев этой системы обладает определенной самостоятельностью строения и развития [Sturt et al., 1980].

КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА БРИТАНСКИХ ОСТРОВОВ

В Британских каледонидах наблюдается полное сечение складчатой системы и ее соотношение с обоими форландами (рис. 3). Северо-западный форланд представлен в Северо-Западной Шотландии и на Гебридских островах; здесь обнажены архейские гнейсы, частично переработанные в раннем протерозое и резко несогласно перекрытые верхним рифеем — торридоном, на котором с некоторым перерывом и несогласием лежит платформенный нижний палеозой, полого наклоненный к юго-востоку. Этот Гебридский массив (или массив Эриа прежних авторов) в мобилистских палинстатических реконструкциях считается отторженцем Южной Гренландии. На него с юго-востока полого надвинута (Мойнский надвиг) метаморфическая зона Британских каледонид, выраженная в рельефе Северными нагорьями Шотландии и продолжающаяся в направлении северного побережья Ирландии. Она сложена исключительно сложнодислоцированными (лежащие складки, шарьяжи) карбонатно-терригенными толщами (отложения подводной континентальной окраины¹) верхов рифея — низов ордовика, деформированными перед аренигом (грампианская складчатость) и тогда же метаморфизованными и пронизанными интрузиями гранитоидов. Позднее, уже перед девоном, произошли смещения по крупным сдвигам северо-восточного простирания (Грейт Глен и др.), а в девоне на северо-востоке возникла Оркадская межгорная впадина, а в самих нагорьях-кольцевые интрузии щелочных гранитоидов.

Другая впадина — Срединной долины, или Каледонская, образовалась в тылу метаморфических каледонид, на месте континентального блока с архейской гранулитовой корой, аналогично гебридской. Южные нагорья Шотландии сложены чешуйчато-изоклиальной толщей ордовикско-силурийских глубоководных, сверху флишевых отложений, представляющих аккреционную призму перед фронтом ордовикской вулканической дуги, протягивающейся еще южнее, в пределах Северной Англии (Озерный район) и Центральной Ирландии. Наиболее южная зона Британских каледонид охватывает Уэльс; в ней распространены кембро-силурийские терригенные отложения южной подводной окраины океана Япетус с подчиненными вулканитами на севере. Они залегают на байкальском фундаменте, обнаженном на о. Англси, умеренно смяты и в направлении Мидленда (южный форланд) довольно постепенно сменяются платформенным чехлом, а в Южном Уэльсе — впадиной, заполненной девонской молассой, нижнекаменноугольными известняками и паралической угленосной формацией среднего карбона (такова же последовательность отложений в разрезе Срединной долины Шотландии, где, кроме того, известны субщелочные основные вулканиты). По данным бурения, от каледонид Уэльса отходит на юго-восток, в обход массива Мидленда с юга ветвь, продолжающаяся на континент в массив Брабанта, а далее к востоку скрывающаяся под чехлом более молодых отложений, но, возможно, протягивающаяся перед фронтом герцинид вплоть до Южной Польши.

¹Исключение составляет верхняя часть разреза, которая сформирована за счет сноса с юга, со стороны Срединной Долины (см. ниже).

КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА СКАНДИНАВИИ

Скандинавские каледониды в отличие от Британских в поперечном сечении представляют собой нагромождение смятых в син- и антиформы покровных пластин, в которых участвует ремобилизованный древний кристаллический фундамент. Нижние из них тектонически налегают на платформенный нижний палеозой склона Балтийского щита и сложены так называемым спарагмитом — обломочными верхнерифейско-вендскими отложениями рифтогенной стадии развития восточной окраины океана Япетус. В более высоких покровах залегают миогеосинклинальные шельфовые осадки кембро-силура, а еще выше и западнее — глубоководные отложения того же возраста, вплоть до офиолитов, обнажающихся на западном побережье Норвегии и островах у этого побережья. В Северной Норвегии отмечены проявления раннеордовикской фазы диастрофизма, отвечающей грампянской фазе Северных нагорий Шотландии; в Южной Норвегии на этом уровне проявлен лишь размыв, в том числе офиолитов. Основные деформации Скандинавских каледонид, сопровождавшиеся метаморфизмом и внедрением гранитов, произошли в самом конце силура—начале девона. За ними последовало образование небольших наложенных, ограниченных разрывами впадин, выполненных девонской молассой, испытавшей предпозднедевонские дислокации умеренного масштаба (свальбардская фаза, по времени приблизительно отвечающая акадской фазе Северной Америки). В крупных тектонических окнах и наиболее поднятой центральной части покровного сооружения обнажены породы Балтийского щита.

КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ШПИЦБЕРГЕНА

Самым северным звеном каледонид Северо-Западной Европы являются каледониды Западного Шпицбергена (Свальбарда), отличные по своей истории и структуре от Скандинавских и, возможно, непосредственно с ними не связанные, поскольку на промежуточном между Шпицбергеном и континентом о. Медвежьем платформенный нижний палеозой залегает несогласно на складчатом байкальском комплексе. Своеобразие Шпицбергенских каледонид состоит в том, что их основной геосинклинальный комплекс тоже имеет средне- или раннерифейско-вендский возраст (мощная вулканогенно-терригенная толща Хекла-Хук), но постепенно сменяется вверх по разрезу относительно маломощными шельфовыми кембро-ордовикскими породами. Однако все эти образования были совместно деформированы лишь в силуре с проявлением зонального метаморфизма в ядрах антиклинориев и внедрением в них гранитов. Шарьяжи в каледонидах Шпицбергена не установлены. На каледонскую складчатую структуру наложены грабен-прогибы, заполненные девонской орогенной молассой, деформированной в свальбардскую фазу. Выше следуют уже платформенные (чехольные) отложения верхнего девона, карбона (угленосные в среднем карбоне), перми и

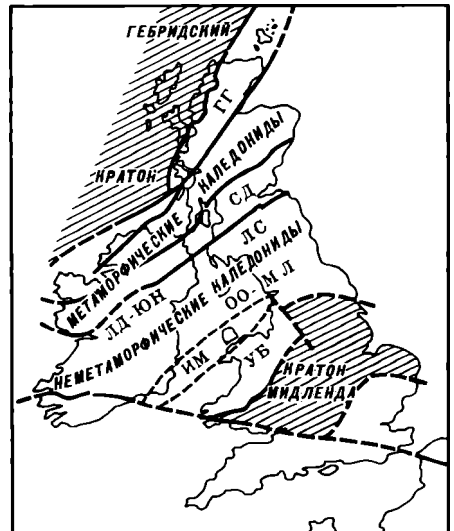


Рис. 3. Каледониды Британских островов [Sturt et al., 1980]
ГГ — разлом Грейт Глен; СД — переходная зона Срединной Долины; ЛД—ЮН — пояс Лонгфорд-Даун — Южное Нагорье; ЛС — линия Солвей; ОО· МЛ — пояс Озерная область — о. Мэн-Лестер; ИМ — горст Ирландского моря; УБ — Уэльский бассейн

мезозоя. В западной части архипелага простирается грабен, выполненный смятыми в складки отложениями палеогена; эти деформации связываются с раскрытием Гренландско-Норвежского бассейна и(или) с движениями по Шпицбергенскому трансформному разлому, отделяющему этот бассейн от Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Европейские атлантические каледониды отвечают той части каледонского Северо-Атлантического пояса, которая после раскрытия Атлантики оказалась по его восточную сторону, в то время как разновозрастные сооружения Восточной Гренландии, Ньюфаундленда и Северных Аппалачей — по западную, в пределах Северной Америки.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД¹

Значительную площадь в Западной и Центральной Европе занимают области, кратонизированные в следующую — герцинскую — эру тектогенеза (Мезо-европа Г. Штилле). Северный фронт герцинид отсекает крайний юго-запад Ирландии, Корнуолл, Девон и юго-восток Англии, протягивается через Северо-Восточную Францию, пересекает Бельгию, ФРГ и ГДР, проходит примерно вдоль р. Одер в Польше и, достигнув Силезии, скрывается в ЧССР под альпийскими Карпатами. На своем протяжении этот фронт выражен надвигами и шарьяжами с амплитудой в десятки километров, а перед ними протягивается полоса передовых прогибов, включающая Южно-Уэльский, погребенный Кентский, Франко—Бельгийский, Рурский и, на крайнем юго-востоке, Верхнесилезский каменноугольные бассейны, выполненные паралической угленосной молассой намюрско-вестфальского возраста, дислоцированной в астурийскую фазу (рис. 4). Существует ли передовой прогиб перед герцинидами между Эльбой и Верхней Силезией, пока не выяснено.

Внешняя зона средневропейских герцинид, получившая название Рено-Герцинской (Ф. Косматт), сложена очень мощным черносланцевым (на поднятиях замещаемым известняковым) девоном и флишоидным нижним карбоном — так называемым кульмом. В Арденнах девон несогласно подстилается смятым в процессе каледонской складчатости филлитовым кембро-силуром. В Гарце и особенно Корнуолле известны плутоны гранитоидов, в последнем районе оловянные. Возраст складчатости в основном судетский (граница раннего и среднего карбона), с омоложением к северу и удревнением к югу. На западе Рено-Герцинская зона достигает Южной Ирландии, а на юго-востоке ее аналогом является Мораво-Силезская зона в ЧССР.

К югу от Рено-Герцинской зоны протягивается Среднегерманское поднятие (Р. Бринкманн), прослеженное на востоке до р. Одер. Узкое в ГДР и ФРГ, оно продолжается под чехлом Парижского бассейна и охватывает на западе крайнюю северную часть Армориканского массива Бретани и Нормандии вместе с проливом Ламанш. Помимо нижнего палеозоя, испытавшего некоторый метаморфизм, основная роль в строении поднятия принадлежит складчатому и метаморфизованному перед кембрием рифею (бривер Армориканского массива), а в Северной Бретани и на Нормандских островах выступают также гнейсы и мигматиты раннего докембрия. В тылу Среднегерманского поднятия и его североамериканского продолжения простирается Саксо-Тюрингская зона, прослеживаемая от Лаузица на юго-востоке ГДР до центральной синклинной зоны Армориканского массива. В этой зоне на глубокометаморфизованном докембрийском основании и спорадически развитом, нередко с кислыми вулканидами, кембрии трансгрессивно залегают отложения ордовика, начинающиеся мощными песчаниками ("армориканский песчаник" на западе) и продолжающиеся

¹ При написании данного раздела главным источником послужила работа [Ellenberger, Tamain. 1980].

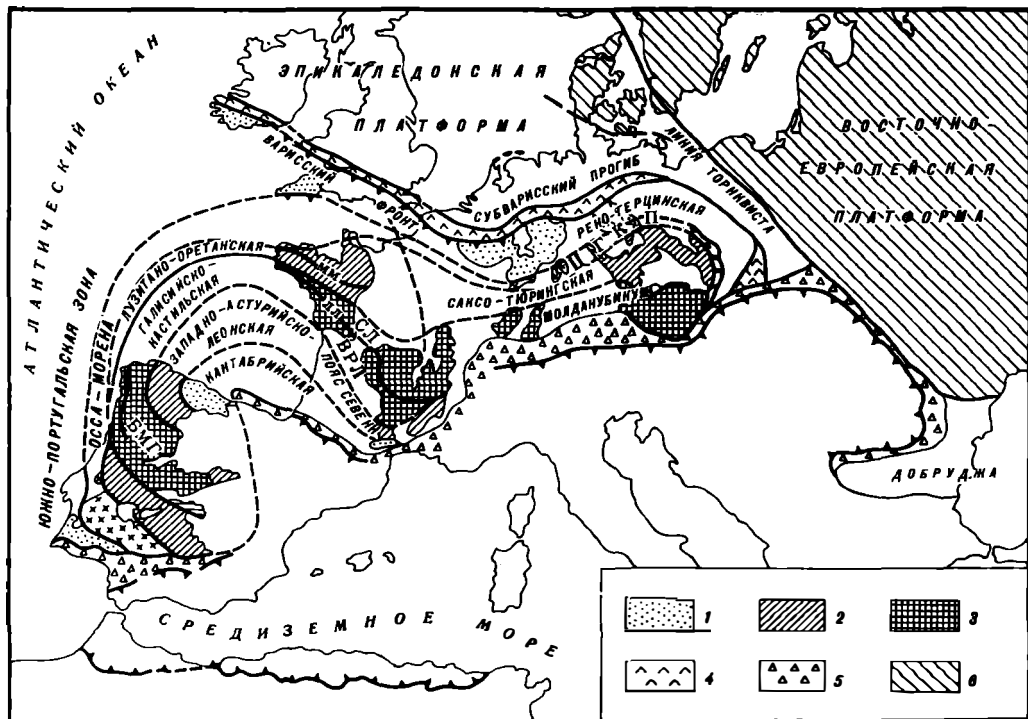


Рис. 4. Основные зоны герцинид Европы [Ellenberger, Tamain, 1980]

1—3 — зоны герцинского орогена: 1 — внешняя, 2 — внутренняя, 3 — центральная; 4, 5 — переходные прогибы: 4 — герцинский, 5 — альпийский; 6 — области раннепротерозойской консолидации. ММ — линия Молен—Монконтур; ЛЛ — Лижерийская линия; БМГ — Блостомилоновый грабен; ЦГКП — Центральногерманское кристаллическое подъятие; СЛ — Северо-Лижерийская зона; ВРЛ — Вандея-Руэно-Лимузенская зона

черными граптолитовыми сланцами, охватывающими также силур и девон (на поднятиях, как и в Рено-Герцинской зоне, они замещаются органогенными известняками). Нижний карбон-кульм здесь представляет уже, скорее, молассу, чем флиш, что отражает более древнее (бретонское—граница позднего девона и карбона) время начала деформаций, чем в Рено-Герцинской зоне. Ремобилизованное кристаллическое основание образуют валы, переходящие в лежащие складки, шарьированные к северу. На юге, на границе со следующей, более внутренней, Молданубской зоной, известны выходы офиолитов. Аналогичные выходы установлены и в тылу Рено-Герцинской зоны (мыс Лизард) на южном побережье Корнуолла.

Молданубская зона представляет собой центральную зону Среднеевропейских герцинид, ось этой антивергентной системы. К ней относятся южная часть Армориканского массива (Южная Бретань, Вандея), Центральный французский массив, юг Вогез и Шварцвальда, Богемский (Чешский) массив. Западная часть этой зоны простирается в северо-западном (армориканском) направлении; эти две ветви сочленяются в Центральном массиве. Зона сложена главным образом доверхнедевонскими породами, испытавшими интенсивную акадскую складчатость на границе среднего и позднего девона и метаморфизм. В этот комплекс, несомненно, входят, помимо палеозойских, верхнерифейско-вендские отложения, вероятно накапливавшиеся на коре океанического типа. По мнению других исследователей (В. Зоубек и др.), верхний рифей подстилается более древним докембрием, возможно ранним, метаморфизованным в Богемском массиве в амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Разрез верхнего девона-

нижнего карбона насыщен вулканитами островодужного типа, а вся зона буквально пропитана гранитоидами, имеющими возраст от каледонского до судетского. Резко несогласно на все эти образования ложится угленосная моласса намюра—вестфала и красноцветная с вулканитами моласса стефана—перми, выполняющая отдельные, нередко приразломные ("Угольный канал" Центрального массива), впадины. Аналогичные впадины известны и в пределах более северных зон — Саксо-Тюрингской и Среднегерманской — Саарская, Заальская и др. К югу от Молданубской зоны в принципе намечается тенденция к повторению аналогичной последовательности зон, но уже с обратной, южной, вергентностью. Герцинский комплекс здесь обнажается в Северных и Черной горе на южной окраине Центрального массива (с крупными шарьяжами), в осевой зоне альпийской складчатости системы Пиренеев. Восточнее этот комплекс вместе с байкальским выступает в сильно переработанном виде в качестве фундамента альпийского пояса; и здесь установлены герцинские шарьяжи.

Особое место в структуре герцинской Европы занимает антивергентный герцинский ороген Иберийской Месеты. Он простирается с северо-северо-запада на юго-юго-восток и юго-восток и построен симметрично относительно осевой зоны того же простираения, сложенной в основном позднекембрийским, байкальским, складчатым комплексом, несогласно перекрытым нижним палеозоем. Здесь же известны останцы покровов более древних пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. По обе стороны от осевой зоны последовательно обнажаются все более молодые образования. В северо-восточном направлении это сначала мощные терригенные толщи кембро-силура, затем — карбонатная формация девона—нижнего карбона, несколькими пластинами шарьированная на угленосный намюр—вестфал Астурийского каменноугольного бассейна, смятый перед стефаном (астурийская фаза). В юго-западном направлении профиль орогена заканчивается Южно-Португальской зоной, сложенной флишевым нижним карбоном и представляющей как бы зеркальное отражение Рено-Герцинской зоны. В тылу Южно-Португальской зоны протягивается вулканическая дуга, с которой связано колчеданное оруденение района Рио-Тинто.

В настоящее время большинство исследователей убеждены в том, что иберийские герциниды первоначально представляли собой продолжение герцинид Армориканского массива, южный фланг Иберо-Армориканской дуги, отделенный от северного фланга в середине мела клином новообразованной океанической коры Бискайского залива. На юге иберийские герциниды скрываются под надвигами альпийской складчатой системы Бетской Кордильеры.

ПЛИТЫ С КАЛЕДОНСКИМ И ГЕРЦИНСКИМ ФУНДАМЕНТОМ

Значительная часть байкалид, каледонид и герцинид Западной и Центральной Европы перекрыта платформенным чехлом [Ziegler, 1982]. В области каледонид он начинается верхним девонem, в области герцинид — нижней или средней пермью.

Крупной структурой чехла является Англо-Парижский бассейн (синеклиза), заключающий толщу триасовых—палеогеновых отложений мощностью до 3 км и возникший над тройным сочленением пермских рифтов. Через пролив Ламанш он соединяется с Атлантикой. Юго-западнее находится Аквитанский бассейн (синеклиза), представляющий юго-восточное наземное продолжение океанической впадины Бискайского залива. Этот бассейн асимметричен — его южная часть, прилегающая к Пиренеям, более глубоко прогнута и занята Предпиренейским молассовым прогибом. Стратиграфический диапазон выполнения Аквитанского бассейна идентичен таковому Парижского бассейна с добавлением миоцена. Кроме этих двух впадин, существует два крупных участка, в пределах

которых чехол, также начинающийся триасом, залегает практически горизонтально или полого моноклинально. Одним из них является Южно-Германская плита между Шварцвальдом и Богемским массивом, погружающаяся на юг, в направлении Предальпийского прогиба. Другой такой участок — плита Иберийской Месеты, занимающая центральную часть этого плоскогорья. Она переходит к востоку во внутриплатформенную складчатую зону Иберийских цепей, образовавшуюся после эоцена на месте прогиба (авлакогена), развивавшегося с триаса.

Внеальпийская Западная Европа пересечена с севера на юг рифтовой системой, начало образования которой относится еще к перми (грабен Осло), но которая получила полное развитие в олигоцене—квартере. Одна из ветвей этой системы, активно развивавшаяся в мезозое (до позднего мела), но затем погребенная под более молодыми осадками, пересекает Северное море вдоль его длинной оси и переходит на континент в Нидерландах, где к ней принадлежит молодой Нижнерейнский грабен. Другая, северо-восточная, ветвь, начинаясь в грабене Осло, продолжается через пролив Скаггерак в северо-западную часть ФРГ, где к ней принадлежит молодой Гессенский грабен. Обе ветви соединяются в районе слияния Рейна и Майна; их общим южным продолжением служит Верхнерейнский грабен, за которым следуют, с некоторым смещением к западу, грабены Соны и Роны на территории Франции. Далее Западно-Европейская рифтовая система выходит в Средиземное море, но здесь может быть прослежена через Тунисский пролив в Африку (Ливию).

АЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС¹

Южная часть континента принадлежит альпийской Европе, или Неоевропе Г. Штилле. К ней относятся складчато-покровные горные сооружения Бетской Кордильеры, Пиренеев, Апеннин, Альп, Динарид—Эллинид, Карпат, Балкан и заключенная между Карпатами и Динаридами Паннонская впадина (рис. 5). Альпийский пояс в пределах Европы целиком наложен на герцинский, а последний, в свою очередь, на байкальский; известны также реликты добайкальского субстрата. Но наложению альпийского пояса предшествовал значительный раздвиг более древней континентальной коры в конце триаса—начале юры, свидетельством которого являются офиолиты, особенно широко обнажающиеся в Апеннингах, Альпах, Динаридах и Эллинидах. Широко распространен в альпийском поясе и флиш — продукт размыва многочисленных островных дуг, вулканических и невулканических. За частичным исключением Пиренеев, альпийские сооружения Европы характеризуются покровной структурой. В северной полосе этих сооружений — Альпах, Карпатах, Балканах, Бетской Кордильере и в северном крыле Пиренеев — надвиги направлены к северу, а Апеннингах и Динаридах—Эллинидах—соответственно к востоку и западу, к Адриатическому морю, под которым и его непосредственной периферией (Апулия, Гаргано—на итальянской и Истрия—на югославской стороне) предполагается существование древней глыбы (Адрия), первоначально принадлежавшей Гондване.

Бетская Кордильера вместе со своим восточным продолжением в Балеарском архипелаге представляет северный фланг Бетско-Рифско-Телльской дуги, южный фланг которой простирается вдоль средиземноморского побережья Северо-Западной Африки (Магриба). На западе, перед Бетской Кордильерой, отделяя ее от герцинид Иберийской Месеты, протягивается выполненный отложениями олигоцен и миоцена Гвадалквивирский прогиб; на востоке внешние

¹При написании данного раздела главным источниками послужили работы [Debelmas, 1980; Хаин, 1984].

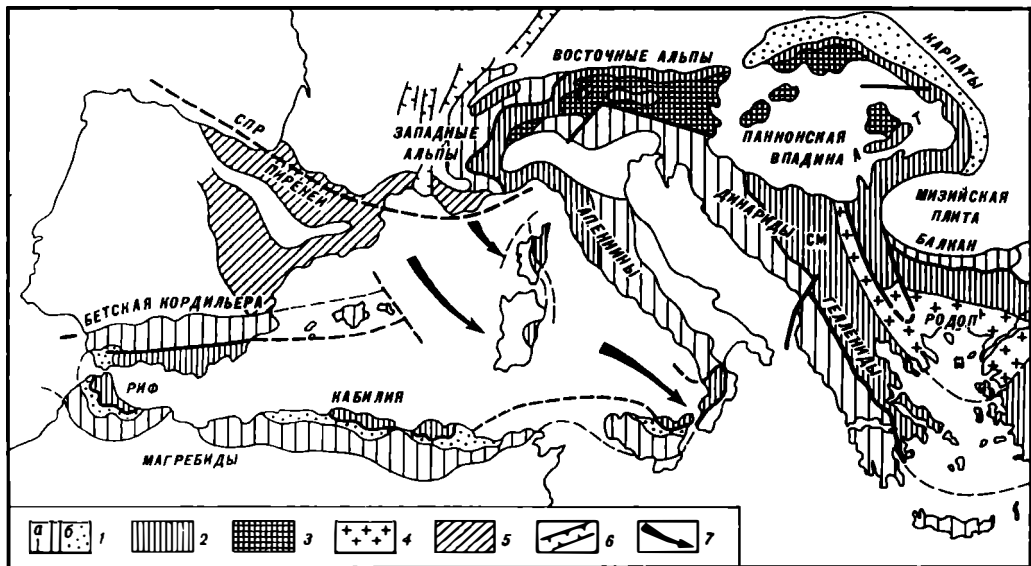


Рис. 5. Альпийские складчатые системы Европы [Debelmas, 1980]

1 — экстерниды, сложенные отложениями преимущественно: а — мезозойскими, б — флишевыми; 2 — интерниды; 3 — Австро-Альпийская зона; 4 — Родопский микрократон; 5 — внутриконтинентальные складчатые системы; 6 — рифты; 7 — смещение континентальных блоков. А — горы Апусени; СПР — Северо-Пиренейский разлом; СМ — Сербо-Македонский массив; Т — Трансильванская впадина

покровы Кордильеры находятся в непосредственном контакте с чехлом Месеты, испытавшим некоторое смятие. Наиболее внешний покров — Предбетский — сложен образованиями мезозоя, вполне сходными с этим чехлом; в более южном покрове — Суббетском — появляются уже более глубоководные отложения, включая флиш. В строении самых внутренних покровов принимает участие метаморфизованный палеозой. Флишевые покровы достигают максимального развития к северу и северо-западу от Гибралтара; их отторженцы образуют громадные олистоплаки в миоцене Гвадалквивирского прогиба. К западу от Гибралтара они спускаются вплоть до абиссальных глубин Атлантики, распространяясь на расстояние более 200 км от берега. Основные деформации Бетской Кордильеры закончились к позднему миоцену, когда произошло и замыкание Гвадалквивирского прогиба.

Пиренеи образуют как бы апофиз альпийского пояса Европы и обладают рядом отличий от остальных молодых сооружений континента. Они занимают явно интракратонное положение между Иберийским блоком и остальной Европой и возникли на сиалическом основании эпигерцинской платформы в конце раннего мела, первоначально в виде континентального рифта (авлакогена). Растяжение континентальной коры здесь не дошло до ее полного разрыва, а ограничилось утонением, сопровождавшимся внедрением лерцолитов вдоль осевой разлома. В позднем мелу и раннем палеогене широкое развитие получил флиш. Поднятия осевой зоны начались в начале палеогена, но деформации сжатия достигли кульминации в конце эоцена, когда и возникла современная симметрично-веерообразная структура Пиренеев с осевой зоной палеозойских массивов, флишевыми синклиниями по обе стороны и их надвижением (известны небольшие покровы) на передовые молассовые прогибы, из которых северный занимает юго-западную часть Аквитанского бассейна, а южный — депрессию р. Эрбо.

На западе Пиренеи продолжают еще на некоторое расстояние вдоль

подводной окраины Иберийского полуострова. а на востоке через Лионский залив, Лангедок и Прованс причленяются к Альпам.

Альпы занимают центральное положение в альпийском поясе Европы. На юго-западе они сочленяются с Апенниннами, на юго-востоке к ним примыкают Динариды, а на востоке они переходят в Карпаты. На севере их окаймляет Предальпийский прогиб, заполненный олигоцен-миоценовой молассой. Наиболее внешние покровы Альп надвинуты на самый внутренний борт передового прогиба и сложены шельфовыми верхнеюрскими—меловыми карбонатами (Гельветская зона) и южнее — верхнемеловым флишем. В Западных Альпах между карбонатами и флишем вклиниваются параавтохтонные внешние кристаллические массивы, сложенные гранитно-метаморфическим герцино-байкальским комплексом. В Восточных Альпах флиш перекрывается известняковыми (триас—нижний мел) покровами южноальпийского происхождения; на юге из-под мезозойских карбонатов выступает метаморфизованный нижний и средний палеозой (Граувакковая зона). Воздымание и размыв этих покровов в районах Высокого Тауэрна и Энгадина создает тектонические окна, в которых обнажаются образования эвгеосинклинальной Пеннинской (Пьемонтской) зоны — мощная толща слабометаморфизованных известковистых сланцев верхнего триаса—нижнего мела ("блестящие сланцы") и офиолиты, первоначально, очевидно, подстилавшие ее. Местами из-под этой толщи, очевидно в тектонических окнах, обнажается глубокометаморфизованный герцинский фундамент, образующий так называемые внутренние кристаллические массивы Альп.

На западе, во Французских Альпах, Пеннинская зона сопровождается с запада Бриансонским поднятием, в котором на верхнепалеозойской молассе залегают триасовые и юрские карбонаты. Разрез самой Пеннинской зоны здесь надстраивается верхнемеловым—нижнепалеогеновым флишем (внутренний флиш в отличие от внешнего, валисского). Этот флиш образует крупные гравитационные покровы, перевалившие через зону внешних кристаллических массивов на участках ее поперечных погружений.

В тылу Пеннинских покровов на западе, Австро-Альпийских на востоке проходит важнейшая структурная линия Альп — Периадриатический разлом, рассматриваемый как внешний край Адриатического массива (микроконтинента). В северном крыле разлома мезозойские—нижнепалеогеновые отложения Альп обнаруживают наиболее глубокий метаморфизм, в том числе метаморфизм высокого давления, и вмещают плутоны молодых гранитоидов. К югу от Периадриатического разлома простираются Южные Альпы, фактически представляющие собой смятую северную окраину Адрии. Ее герцинский фундамент в отличие от Северных Альп не подвергся ремобилизации, а чехол, состоящий из триас-нижнемеловых шельфовых карбонатов и верхнемелового—палеогенового флиша, испытал лишь умеренные деформации с южновергентными надвигами небольшой амплитуды. Главные деформации Альп в целом приходятся на конец эоцена и конец олигоцена, а заключительные — на конец миоцена.

Апеннины соприкасаются с Альпами вдоль линии меридионального простирания, проходящей к западу от Генуи. Они отличаются восточной вергентностью шарьяжей, противоположной вергентности Западных Альп. Наиболее внутренняя, эвгеосинклинальная, зона Апеннин — Лигурийская — с ее офиолитами является продолжением Пеннинской зоны Альп, а более внешние, миогеосинклинальные, зоны с мощным карбонатом-, а затем флишенакплением — подводной окраиной Адриатического микроконтинента. В позднеэоценовую фазу Лигурийская зона вместе с Пеннинской испытала надвигание на запад; останцы их шарьяжа сохранились на северо-востоке Корсики. Начиная с позднего олигоцена и далее, до плиоцена включительно, шарьяжи перемещались к северу и востоку, в направлении Ломбардского (Паданского) молассового прогиба, отделяющего Северные Апеннины от Южных Альп, и Брабантского

прогиба, расположенного на границе Южных Апеннин и остаточного поднятия Адрии на п-ове Гаргано и в Апулии.

Структура Калабрии и Сицилии отличается от структуры собственно Апеннин появлением (поверх офиолитовых) покровов, состоящих из метаморфизованного палеозоя, гранитов и гнейсов. Офиолиты здесь, как и на Корсике и в Альпах, испытали метаморфизм высокого давления. Через Тунисский пролив альпийская система Калабрии и Сицилии была первоначально связана со структурой Тунисского и остального Телль-Атласа в Магрибе. В новейшее время через этот пролив от грабена Кампидано в Сардинии на грабен Пантеллерии и Мальты в Ионическом море протянулась ветвь Западно-Европейской рифтовой системы.

Вдоль побережья Тирренского моря и в Эоловом архипелаге к северу от Калабрии и Сицилии в тылу Апеннин простирается молодой вулканический пояс, южная часть которого (Эоловы острова) отчетливо связана с глубокой сейсмофокальной зоной, погружающейся под Калабрию со стороны Ионического моря. Севернее известково-щелочные вулканы сменяются субщелочными и щелочными.

В восточном направлении, как указывалось, Альпы сменяются Карпатами; их разделяет в настоящее время наложенная Венская молассовая впадина. Карпаты, подобно Альпам, сопровождаются передовым прогибом, заполненным миоценовой, а на юго-востоке, в Румынии, и плиоценовой молассой. Внешние тектонические покровы в Карпатах сложены мощным меловым и палеогеновым флишем, достигающим здесь особенно широкого развития. Флиш был впервые деформирован лишь в начале миоцена. Внутренний борт передового прогиба был также вовлечен в надвиговые дислокации. В строении внутренних покровов Карпат участвует ремобилизованный герцинский и байкальский метаморфический фундамент и его триас-неокомский чехол. Образование шарьяжей здесь относится еще к середине раннего мела, как и в Австро-Альпийских покровах Восточных Альп, с последующими деформациями в позднем мелу. Верхнесенонские и палеогеновые отложения составляют уже послепокровный чехол. Наиболее внутреннее положение в Карпатах занимает Мурешская (Трансильванская) офиолитовая зона; другая подобная зона намечается на границе Внутренних и Внешних Карпат.

Карпаты образуют выпуклую к северо-востоку дугу, южный фланг которой пересекает Дунай, и далее, к северу, переходят в покровно-складчатую систему Балканид. Передовой прогиб перед Балканидами отсутствует, если не считать неглубокий Нижнекамчийский прогиб на крайнем востоке (он углубляется на шельфе). Вместо этого на границе с северным форландом — Мизийской плитой — простирается Предбалканская зона, чехол которой, залегающий на герцинском складчатом основании, отличается от чехла Мизийской плиты большей мощностью и развитием флиша в титоне—валанжине. Складчатость относительно умеренная, с северной вергентностью и надвигами небольшой амплитуды. Собственно Балканиды полого надвинуты на Предбалканскую зону; в рельефе их северной зоне отвечает хр. Стара-Планина. Западная часть Стара-Планины образована в основном деформированным на альпийском этапе байкало-герцинским фундаментом и его мезозойским чехлом. На востоке развит верхнемеловой—нижнепалеогеновый флиш, а между полосой этого флиша и фронтальным надвигом протягивается узкая Котелская зона триасового флиша и аргиллитовой нижней—средней юры с мощными олистостромами. Эти образования чужды Стара-Планине и являются, скорее всего, аллохтонными, шарьированными на большое расстояние с юга (см. ниже). К югу от зоны Стара-Планины протягивается зона Среднегорья. Ее субстратом служит более древний, чем в Стара-Планине, очевидно докембрийский, складчатый комплекс с герцинскими гранитами, на который наложены образования позднемелового рифтогенного

прогиба — флиш и вулканиты, преимущественно андезитовые на западе, бимодальные и субщелочные на востоке. В позднем сенеоне здесь образовались плутоны гранитоидов также субщелочного состава (монзониты и др.). Зона Среднегорья в центральной части Балканид отчетливо надвинута на зону Стара-Планины, где известны клиппы среднегорских гранитов, перекрывающие отложения верхнего мела и эоцена.

К югу от Среднегорской зоны расположен Родопский массив, выклинивающийся к северо-западу и расширяющийся к юго-востоку, где он в конце концов погружается под верхнепалеогеновую молассу Нижнефракийской впадины. Родопский массив в течение долгого времени рассматривался как устойчивая глыба — срединный массив в Альпийской геосинклинали, сложенный раннедокембрийским кристаллическим комплексом. К настоящему времени стало ясно, что Родопский массив не только надвинут на зону Среднегорья, но и сам имеет покровное строение: его верхняя кристаллическая пластина надвинута на метаморфизованные до филлитов и зеленых сланцев породы триаса и юры, в свою очередь образующие тектонический покров поверх нижнего кристаллического комплекса. Триасово-юрские отложения, выступающие в тектонических окнах Восточных Родоп, далее к югу слагают самостоятельную зону Странджи (Истранджи), шарьированную к северо-востоку на продолжение Среднегорья. Котелская зона Стара-Планины может представлять наиболее северный элемент этого шарьяжа. Триасово-юрские отложения Восточных Родоп, Странджи и Котелской зоны весьма сходны с одновозрастными образованиями зоны, окаймляющей Родопский массив с юго-запада на территории Греции (Циркум-Родопская зона); эта последняя и может являться родоначальной для шарьяжей вышеперечисленных зон Балканид. Что касается верхнего кристаллического покрова Родопского массива, то он может быть связан с нижним комплексом надвинутого на Родопский массив с запада Сербско-Македонского массива.

Сербско-Македонский массив простирается в юго-юго-восточном направлении почти до Дуная и Эгейского моря, составляя зону, пограничную между Балканидами и Динаридами и являющуюся одновременно продолжением наиболее высокого Супрагетского покрова внутренних Южных Карпат. На западе массив надвинут на внутреннюю же зону Динарид — Вардарскую — и имеет, таким образом, веерообразную структуру. В строении массива, помимо чехольных образований фанерозоя, участвуют два метаморфических комплекса: верхний, раннепалеозойско-позднерифейского возраста, метаморфизованный в зеленосланцевой фации, и нижний, доверхнерифейский, метаморфизованный в амфиболитовой фации. Верхний комплекс идентичен диабаз-филлитовидной серии Западной Стара-Планины. На территории Северо-Западной Болгарии между Сербско-Македонским массивом и комплексами Южного Среднегорья вклинивается своеобразная зона Крайштид, обладающая сложной блоковой структурой позднеэоценового возраста, наложенной на более раннюю надвиговую. Разрез этой зоны отличается от разреза смежных зон развитием титонского флиша. В ее пределах, как и в пределах зоны Среднегорья, известен ряд впадин, выполненных верхнеэоценовой и более молодой молассой (Софийская, Верхнефракийская и др.).

Юго-западную ветвь альпийского пояса Юго-Восточной Европы образует покровно-складчатая система Динарид—Эллинид, протягивающаяся вдоль северо-восточных побережий Адриатического и Ионического морей. На севере, в Словакии (СФРЮ), Динариды появляются из-под надвига Южных Альп. Их внешние покровы сложены мощной толщей мезозойских и нижнепалеогеновых карбонатов, залегающей на пермских и нижнепалеогеновых и сменяющейся вверх по разрезу флишем, подошва которого омолаживается в направлении Адриатики до олигоцена и удревняется в противоположном направлении до верхов юры. В центральных зонах из-под мезозоя и верхнего палеозоя обнажается слабо-

метаморфизованный верхний и нижний палеозой, а во внутренних—широкое развитие получают офиолиты, перекрываемые верхнеюрскими отложениями. Наиболее внутренняя из зон Динарид — Вардарская — является общей для Динарид и Эллинид, а на севере разделяется на две ветви: северо-западная простирается вдоль южного края Паннонской впадины (см. ниже) в направлении Загреба, а северо-восточная уходит вдоль долины р. Муреш в Трансильванию. Их разделяет Бихорский массив, выступающий на севере гор Алу-сени.

Поперечный разлом Шкодер-Печ отделяет Динариды от Эллинид. Внешние зоны Эллинид не отличаются от аналогичных зон Динарид и служат их прямым продолжением. В Северо-Западной Албании они надвинуты на моласовый прогиб, который севернее уходит под воды Адриатики. Спецификой Эллинид является появление между внешней (Мирдита в Албании, Субпелагонийской в Греции) и внутренней (Вардарской) офиолитовыми зонами Пелагонийской зоны ("массива"), сложенной метаморфитами палеозойского и мезозойского возраста. Эта зона, скорее всего, образует крупное тектоническое окно в офиолитовом покрове, хотя существует мнение о первичной самостоятельности обеих офиолитовых зон и первоначальном надвигании западных офиолитов на Пелагонийский "массив". Аналогичное окно далее к югу образует метаморфический комплекс Эвбеи и архипелаг Киклад в Эгейском море.

Во внутренних зонах Динарид и Эллинид первые складчато-надвиговые деформации относятся еще к концу юры, с чем и связано раннее появление флиша, а окончательные — к позднему эоцену, после чего здесь образовались наложенные моласовые впадины. Во внешних зонах деформации начались в конце эоцена и затянулись до конца миоцена.

На юге Эллиниды поворачивают к юго-востоку, образуя Критскую (Южно-Эгейскую) дугу, соединяющую Эллиниды с Тавридами Анатолии. Параллельно этой дуге в ее тылу протягивается молодая вулканическая дуга, связанная с сейсмофокальной зоной, наклоненной на север и выходящей на поверхность в Эллинском глубоководном желобе, окаймляющем Критскую дугу с юга.

К югу от желоба, прослеживающегося от Ионических островов до побережья Анатолии, простираются водные пространства Ионического моря и моря Леванта, составляющих Восточное Средиземноморье. Большинство исследователей считают эту часть Средиземного моря наиболее древней, возникшей еще в мезозое и представляющей реликт Тетиса (или Мезогеи, по терминологии некоторых французских исследователей). Глубоководным бурением здесь, однако, не вскрыты отложения древнее верхнемиоценовых мессинских эвапоритов, как и в остальных средиземноморских впадинах. Эти последние расположены в отличие от морей Ионического и Леванта не перед фронтом, в форланде альпийского пояса, а в тылу альпийских сооружений. Они несогласно наложены на альпийские покровные структуры, и начало их образования относится ко времени немедленно вслед за позднеэоценовой эпохой деформаций — главной практически для всех сооружений, непосредственно окружающих Средиземноморье. Уже к середине миоцена, к тортону, образовались глубокие впадины Алжиро-Прованского бассейна и Тирренского моря с корой океанического типа. Их образование сопровождалось раздвигом континентальных блоков: Корсика и Сардиния оказались отодвинутыми от своего начального продолжения в герцинском массиве Приморских Альп, Южные Апеннины и Калабрия с Сицилией — от Корсики и Сардинии, Бетско-Балеарская система утратила свою связь с Альпами, проходившую в обход Корсо-Сардинии с востока.

Более вялым темпом шла деструкция континентальной коры в остальных, более мелководных, бассейнах Средиземноморья — в морях Альборан, Адриа-

тическом, Эгейском, где деструкция континентальной коры не дошла и к настоящему времени до ее полного разрыва и замещения корой океанического типа¹. Черное море относится к той же категории новообразованных средиземноморских впадин с корой океанического (или близкого) типа: возникло оно как глубоководная впадина не позднее олигоцена. Рифтовая система Тунисского пролива соединила новообразованные впадины Западного Средиземноморья с реликтивными (?) Восточного.

В конце миоцена в мессинии образование Рифо-Бетской дуги и замыкание (осушение) Предбетского и Предрифского прогибов привело в условиях жаркого и сухого климата и низкого стояния уровня Мирового океана к изоляции и затем резкому понижению уровня Средиземного моря и к накоплению в нем мощной толщи эвапоритов. В начале плиоцена Рифо-Бетская дуга оказалась нарушенной поперечными разломами, образовался Гибралтарский пролив и восстановилась связь Средиземного моря с океаном.

Принципиально сходный механизм развития привел к образованию в неогене Паннонской впадины, ныне разделяющей Восточные Альпы, Карпаты и Динариды и как бы вписанной в Карпатскую дугу. Паннонская впадина возникла в позднем миоцене и поглотила тыльные части перечисленных альпийских сооружений, а также блок континентальной коры (Бихорский микроконтинент, или Тисия), их первоначально разделявший. Она характеризуется утоненной континентальной корой, разуплотненной верхней мантией, повышенным тепловым потоком, т.е. несет все черты проявлений мантийного диапиризма, характерного для районов в тылу островных дуг. Действительно, на границе Паннонской впадины и Карпат в неогене существовала вулканическая дуга, протягивавшаяся далее к юго-востоку вдоль северо-восточного борта ее сателлита — Трансильванской впадины, целиком наложенной на Карпаты. Реликт зоны Беньофа, породившей эту дугу, сохранился возле крутого изгиба Румынских Карпат в районе Вранча.

Таким образом, Паннонская впадина занимает такое же положение относительно Карпатской дуги, как Альборано-Алжирская впадина — относительно Бетско-Рифско-Телльской дуги с ее миоценовым вулканизмом, Тирренская — относительно Апеннино-Сицилийской, Эгейская — относительно Критской, Черноморская — относительно Понтийской позднемиоценовой дуги (западное продолжение Банатско-Среднегорской). В этом смысле молодые глубоководные бассейны Средиземноморья подобны окраинным морям западной части Тихого океана.

Чтобы закончить обзор строения Европы, необходимо рассмотреть еще область, расположенную к востоку от Карпато-Балканской дуги и к югу от Восточно-Европейской древней платформы и прилегающую с северо-запада и севера к Черному морю. Эта область включает четыре главных структурных элемента: молодую платформу, окаймляющую кратон с юга и занимающую Центральную Молдавию, Одесский залив и Равнинный Крым; киммерийскую складчатую систему Северной Добруджи и Горного Крыма; герциниды и байкалды Центральной Добруджи; эпибайкальскую Мизийскую плиту с Южной Добруджей [Хаин, 1979, 1984].

Молодая платформа — Молдавская, Скифская с байкало-герцинским фундаментом — отделена от южного склона Украинского щита зоной разломов, к которым в Причерноморье приурочены грабены, заполненные юрскими и нижнемеловыми отложениями. Верхнемеловой и кайнозойский чехол переходит через эту границу, с ней практически не считаясь. Молдавский участок платформы отделен от Скифского крупным субмеридиональным Одесским разломом, пере-

¹ Океанический тип коры не вполне доказан и для морей Ионического и Леванта, хотя и весьма вероятен для них наиболее глубоких частей.

секающим затем Черноморскую впадину в направлении Синопа. Платформа пересекается и другими разломами, параллельными Одесскому. Ее чехол полого смят в Крыму, где вырисовываются Тарханкутская зона дислокаций, Симферопольское поднятие, Альминская впадина перед Горным Крымом на западе и Индольский прогиб на востоке, переходящий в Западно-Кубанский прогиб на территории Предкавказья. В Молдавии южную часть платформы занимает юрский Предбурдужский прогиб, наложенный на аналогичный позднепалеозойский прогиб с пермскими красноцветами и эвапоритами.

На эти последние прогибы надвинута с юга складчатая зона Северной Добруджи. В пределах данной зоны на складчатом палеозое несогласно залегает карбонатная формация триаса, которая в верхней части сменяется флишем, близким к таврической серии Горного Крыма (см. ниже). Все эти отложения были интенсивно деформированы в начале юры, а в начале мела надвинуты на Предбурдужскую впадину.

Горный Крым, образующий изолированное поднятие, обладает некоторым сходством с Северной Добруджей. Сходство это заключается в развитии триасового терригенного флиша, который здесь, однако, имеет значительно большую мощность, охватывает также средний триас и продолжается в нижнюю юру (таврическая серия). На него несогласно ложатся слабоугленосная и также терригенная средняя юра с вулканитами (имеются и мелкие интрузивные тела того же возраста) и далее карбонатная верхняя юра с рифогенными известняками. К юго-востоку они замещаются флишем, продолжающимся в низы мела; возраст дислокаций здесь повышается до раннемелового (позднекимерийского). Верхняя часть нижнего мела, верхний мел и нижний палеоген залегают уже практически моноклиально, образуя северное крыло Горнокрымского поднятия. Но на востоке, в пределах Керченского полуострова, эти отложения вместе с олигоценом и неогеном оказываются дислоцированными в диапировые складки с глинистым олигоценом—миоценом в ядре. Аналогичная складчатость установлена на юго-восточной подводной окраине Крымского полуострова; она переходит и на Таманский полуостров, примыкая здесь к северо-западному погружению Большого Кавказа, рассматриваемого уже в составе Азиатского континента.

В строении Центральной Добруджи, отделенной от Северной крупным разломом, участвуют байкальский комплекс зеленых сланцев и среднепалеозойские образования, а также молассоидная толща так называемого карепелита спорного стратиграфического положения (карбон? или древнее); известны здесь и герцинские гранитоиды. Южная Добруджа, в свою очередь отграниченная разломом от Центральной, представляет собой приподнятый блок байкальского зеленосланцевого комплекса, среди которого имеются выступы пород раннего докембрия, вскрытого скважиной близ Констанцы. Эти же комплексы образуют фундамент Мизийской (правильнее Мёзийской) плиты, трансгрессивно перекрытой ордовиком, с которого начинается ее платформенный чехол. Он включает в нижней части образования остального палеозоя, причем на крайнем юго-востоке развиты угленосный карбон (намюр-вестфал) и красноцветно-эвапоритовая пермь. Триас начинается пестроцветными песчаниками, которые сменяются карбонатной формацией практически всего остального мезозоя и нижнего палеогена. Отложения чехла деформированы слабо, относительно наиболее заметно на юге, вблизи Предбалкана, от которого отделены разрывами. На палеозойско-мезозойско-нижнепалеогеновый чехол несогласно наложена неогеновая Валахская впадина; слагающие ее слои погружаются от Дуная в направлении Предкарпатского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А.А.* Обзор дискуссии о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. N 3. С. 3—18.
- Богданова С.В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. С. 16—26.
- Древнейшие гранитоиды СССР. Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Загородный В.Г., Радченко А.Т.* Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 94 с.
- Зюско Е., Кубицки С., Рыка В.* Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши // Геотектоника. 1972. N 5. С. 79—93.
- Золотов А.Н.* Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
- Крестин Е.М.* Докембрий района КМА и главные особенности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. N 3. С. 3—18.
- Негруца В.Э.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
- Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1976. 221 с.
- Соколов В.А.* и др. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 173 с.
- Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1981. 102 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внесельская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1979. 359 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
- Шербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибилова Е.В., Бойко В.А.* Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 7. С. 73—82.
- Шербак Н.П., Бибилова Е.В.* Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С. 3—14.
- Bailey F.B.* The Paleozoic mountain system of Europe and America // Panamer. Geol. 1928. Vol. 50. N 3.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Hameurt G.* Les séries komatiitiques et tholeiitiques des ceintures archéennes des roches vertes de Finlande orientale // Bull. Soc. géol. France. Sér. 7. 1977. Vol. 30, N 5. P. 965—970.
- Dadlez R.* Tectonic position of Western Pomerania (North-Western Poland) prior to the Upper Permian // Biul. Inst. geol. 1974. Vol. 274. S. 49—87.
- Debelmas J.* Alpine Europe // Episodes. 1980. N 1. P. 28—32.
- Ellenberger F., Tamain A.J.G.* Hercynian Europe // Ibid. P. 22—27.
- Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and Late Svecofennian plate deformation of the Central Baltic Shield // Geol. Rdsch. 1982. Bd. 71, H. 1. S. 158—170.
- Nystrom J.O.* Post-Svecofennian Andino type evolution in Central Sweden // Ibid. S. 141—157.
- Siedlecka A.* Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finnmark-Timan region) // Norg. geol. unders. 1975. Bd. 29. N 316. S. 313—348.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. B.: Borntraeger, 1924. 443 S.
- Sturt B.A., Soper N.J., Bruck P.M., Dunning F.W.* Caledonian Europe // Episodes. 1980. N 1. P. 13—16.
- Tectonics of Europe and adjacent areas: Cratons, Baikalsides, Caledonides. M.: Nauka, 1981. 415 p.
- Tectonics of Europe and adjacent areas: Variscides, Epipaleozoic platforms, Alpides. M.: Nauka, 1982. 627. p.
- Von Bubnoff S.* Fennosarmatia. B.: Akad. Verl., 1952. S. 450.
- Ziegler P.A.* Geological Atlas of Western and Central Europe. The Hague: Elsevier, 1982.
- Znosko J.* The problem of Caledonides and the border of the Pre-Cambrian platform in Poland // Biul. Inst. geol. 1965. Vol. 188. S. 49—87.

АЗИЯ

Азия — не только самый крупный из континентов (площадь 43,5 млн км²), но и наиболее сложный по своему строению. В отличие от всех других континентов ядром его роста являлась не одна древняя платформа, а несколько — Гиперборейская, Сибирская, Корейско-Китайская (Северо-Китайская) и Южно-Китайская, Индостанская, не считая таких крупных и древних срединных массивов, как Таримский и Индосинийский. При этом Индостанская платформа, представляющая собой обломок суперконтинента Гондваны, вошла в состав Азиатского материка всего около 40 млн лет назад, в конце эоцена. Кроме этой платформы, к Гондване первоначально могли принадлежать или тяготеть Северо- и Южно-Тибетские массивы, Синобирмания, Индосиния и Южно-Китайская платформы. Таким образом, южная половина Азии имеет гондван-

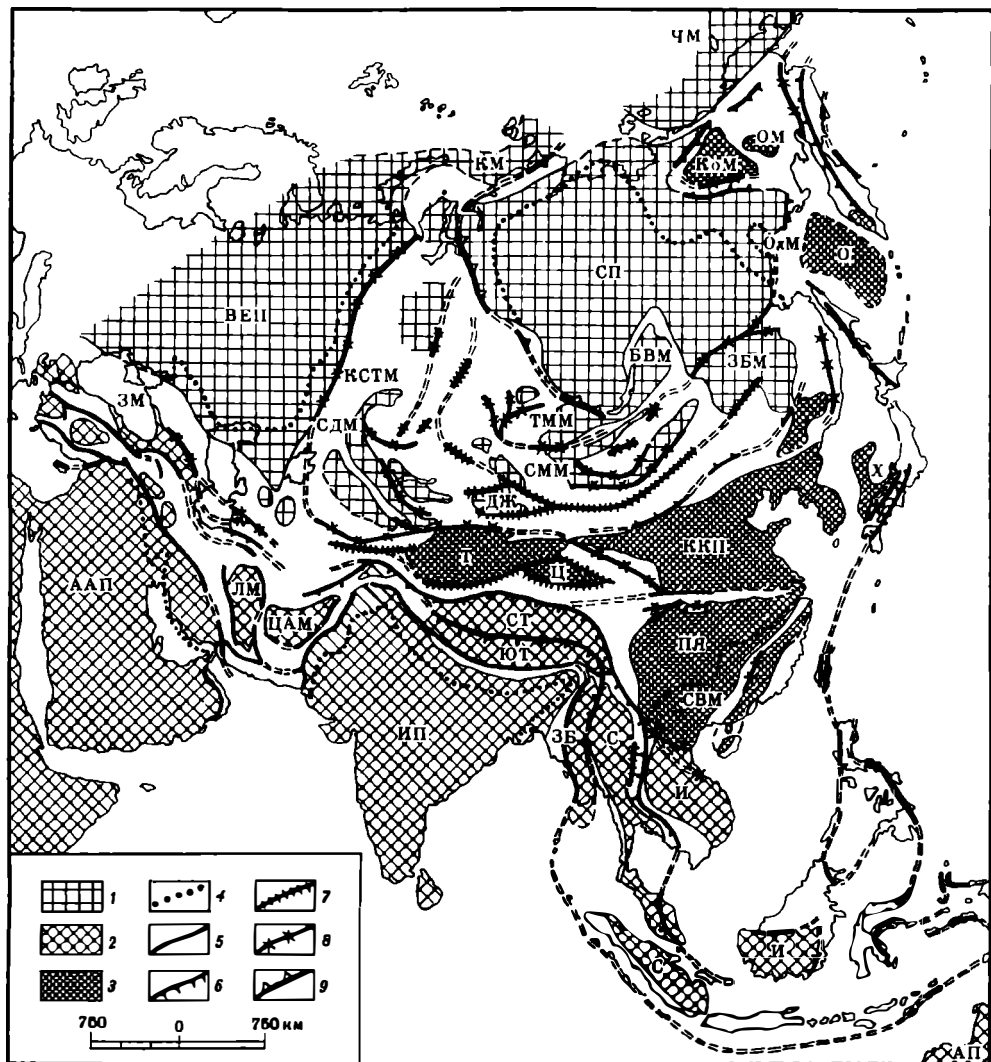


Рис. 6. Древние континентальные блоки и офиолитовые пояса Азии

1—3 — древние кратоны, включая миогеосинклинальные зоны обрамления и более мелкие, преимущественно допозднерифейские континентальные фрагменты (микроконтиненты, срединные массивы): 1 — лавразийского ряда, 2 — гондванского ряда, 3 — тихоокеанского ряда; 4 — внешние границы миогеосинклинальных зон; 5—9 — главнейшие офиолитовые пояса и зоны тектонического меланжа: 5 — позднемеловые и кайнозойские, 6 — пермско-ранне-средне-мезозойские, 7 — средне-позднепалеозойские, 8 — ранне-среднепалеозойские, иногда вместе с допозднерифейско-вендскими, 9 — средне-позднерифейские. Древние платформы (кратоны): ААП — Африкано-Аравийская, АП — Австралийская, ВЕП — Восточно-Европейская, ИП — Индостанская, ККП — Китайско-Корейская, СП — Сибирская, ПЯ — Янцзы; массивы: БМ — Байкало-Витимский, Дж — Джунгария, ЗБ — Западно-Бирманский, ЗБМ — Зейско-Бурейнский, ЗМ — Закавказский, И — Индосиния (вместе с Западным Калимантаном), КМ — Карский, КоМ — Колымский, КСТМ — Казахстано-Северо-Тянь-Шаньский, ЛМ — Лутский, О — Охотня (Центральноохотский), ОМ — Омолонский, ОхМ — Охотский, С — Сиобирманна (вместе с Северо-Восточной Суматрой), СВМ — Северо-Вьетнамский (Вьетбакский), СДМ — Сырдарьинский, СММ — Северо-Монгольский, СТ — Северный Тибет, Т — Тарим, ТММ — Тувино-Монгольский, Х — Хита, Ц — Цайдам, ЦАМ — Центральноафганский, ЧМ — Чукотский, ЮТ — Южный Тибет

ское происхождение в отличие от ее северной половины лавразийского происхождения [Хуан Цицинь, 1984; Яншин и др., 1984].

Между платформами (кратонами) и в их обрамлении на протяжении позднего докембрия и значительной части или даже всего фанерозоя развивались обширные геосинклинальные пояса — Урало-Охотский, Средиземноморский, Западно-Тихоокеанский, Арктический (рис. 6). Значительные участки этих поясов, закончив свое геосинклинальное развитие и испытав интенсивные складчато-надвиговые деформации и горообразование, не превратились в молодые платформы, а продолжали активно воздыматься, превратившись в области повторного орогенеза. В особенности это относится к Центральной Высокой Азии — величайшему на Земле скоплению горных систем.

ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Реликты этой платформы сохранились на крайнем севере Азии, в основном в пределах ее подводной окраины. Основанием для ее установления [Шатский, 1935] послужили выходы субгоризонтального шельфового нижнего палеозоя на островах Де Лонга, в северо-восточной части Новосибирского архипелага. Кроме этого района, к данной платформе следует отнести Чукотское подводное плато, с которого драгой были подняты обломки кристаллических пород предположительно докембрийского фундамента, а также поднятия Ломоносова, Менделеева и Альфа в Северном Ледовитом океане. Поскольку поднятие Ломоносова лишь в кайнозое отделилось Евразийским спрединговым бассейном от Северо-Баренцевской плиты, включающей Северо-Восточную Землю Шпицбергена и Землю Франца-Иосифа, можно полагать, что Северо-Баренцевская плита, составляющая ныне северную окраину Европы, также первоначально принадлежала Гиперборейской платформе [Хаин, 1979, 1985].

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Одним из важнейших и древнейших "центров кристаллизации" Азиатского материка является древняя Сибирская платформа, или Сибирский (Среднесибирский, Ангарский) кратон. Она занимает Среднесибирское плоскогорье, междуречье великих сибирских рек Енисея и Лены и ограничена на западе байкалидами и каледонидами Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Прибайкалья, на севере — своеобразной раннекиммерийской складчатой системой Таймыра, на востоке — поздними киммеридами Верхоянья, на юге (юго-востоке) — герцинидами и ранними киммеридами Монголо-Охотской складчатой системы [Малич и др., 1984].

ФУНДАМЕНТ

Фундамент Сибирской платформы раннедокембрийский, в основном архейский. Он выступает на поверхность в двух основных районах — в Алданском щите и окаймляющем его Становом поясе на юго-востоке, в Анабарском массиве на севере, а также в небольшом Оленекском поднятии на северо-востоке и краевой Шарыжалгайской глыбе на юго-западе. Возможна принадлежность к древней платформе и Байкало-Патомского нагорья на юге, если подтвердится мнение некоторых геологов об отсутствии здесь геосинклинального рифея и принадлежности соответствующих толщ к нижнему протерозою. На нашей карте этот район отнесен, однако, к байкалидам, т.е. к обрамлению кратона, в соответствии с традиционной точкой зрения.

Алданский щит образован, если отвлечься от деталей, двумя главными комплексами архейских пород. Наиболее древний, "алданский", сложен различными кристаллическими сланцами гранулитовой фации метаморфизма, мес-

тами ретроградно метаморфизованными в амфиболитовой фации, мигматизированными и гранитизированными в конце архея и раннем протерозое. Граниты занимают центральные участки гранитогнейсовых куполов, группирующихся, по Л.И. Салопу, в "складчатые овалы". Некоторые исследователи подчеркивают более основной состав нижней части разреза "алдания", усматривая в ней реликт древнейших образований земной коры, а кольцевые структуры считают, соответственно, продуктами метеоритной бомбардировки на наиболее ранней стадии ее эволюции. Другие же находят здесь участки развития пород типа серых гнейсов, считая древнейшими именно эти породы. Породы алданского комплекса ("алдания") образуют глыбы, разделенные узкими трогами меридионального простираия, выполненными метавулканитами основного состава, сланцами, джеспилитами, отвечающими по возрасту верхам архея — самым низам протерозоя. Они интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации. В настоящее время многие исследователи рассматривают эти трог в качестве аналогов зеленокаменных поясов других щитов, очевидно их корневых частей. На западную часть Алданского щита несогласно наложена крупная Удоканская впадина, сложенная мощной толщей преимущественно красноцветных обломочных пород нижнего протерозоя. Она вмещает Кодаро-Удоканский гранитоидный батолит, внедренный в основном по поверхности контакта между удоканской серией и кристаллическим комплексом архея. В восточной части щита известны более мелкие впадины—грабены, заполненные кислыми вулканидами конца раннего—начала позднего протерозоя.

На юге Алданский щит граничит по крупному широтному Становому разлому, сохранившему свою активность до современной эпохи, со Становым поясом раннекембрийских кристаллических сланцев и гранитов. Первичный возраст этих пород, очевидно, архейский; они должны были представлять продолжение "алдания", но подверглись глубокой тектоно-метаморфической (амфиболитовая фация) переработке и приобрели широтную ориентировку в конце раннего протерозоя. К Становому шву и восточной части пояса приурочены крупные массивы габбро-анортозитов. В позднем протерозое и фанерозое Алдано-Становой щит испытывал неоднократную активизацию под влиянием событий в смежной Монголо-Охотской геосинклинальной системе. Она проявилась, в частности, во внедрении интрузий, часто кольцевых, от ультраосновного до кислого состава повышенной щелочности. Лишь в венде—раннем и среднем кембрии Алданский щит был затоплен мелким морем. В юре на юге щита образовалась система прогибов, заполненных мощной угленосной формацией, на которую затем был надвинут по Становому разлому Становой пояс. В конце юры— начале мела Становой пояс подвергся внедрению серии гранитных плутонов. Поздний мел и палеоген явились временем спада тектонической активности, но в неогене возобновились интенсивные восходящие движения.

Анабарский массив представляет собой выход на поверхность архейских кристаллических сланцев гранулитовой фации, аналогичных алданским и первоначально представлявших, очевидно, их прямое продолжение. В Шарыжалгайской глыбе также обнажаются породы архея, а в Оленекском выступе — либо архейские образования, но подвергшиеся значительной раннепротерозойской переработке, либо нижнепротерозойские.

Анализ геофизических данных по скрытой под осадочным чехлом части фундамента Сибирской платформы привел исследователей к выводу, что абсолютным преобладанием и здесь пользуется раннеархейский комплекс, частично переработанный в раннем протерозое. Между глыбами этого комплекса, вероятно, развиты шовные прогибы типа зеленокаменных поясов Алданского щита, а на сами глыбы местами наложены впадины удоканского типа.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

В позднем протерозое (рифее) периферические части Сибирской платформы были охвачены погружением, с накоплением циклически построенных карбонатных и терригенных осадков мелкого моря. Центральная часть кратона испытывала преимущественно слабое воздымание, но подверглась раздроблению с наложением ряда рифтов-авлакогенов, со всех сторон глубоко вдающихся в тело платформы. Начиная с венда платформа была охвачена общим погружением, а в раннем—среднем кембрии в ее юго-западной части обособился огромный солеродный бассейн. Последующая ранне- и среднепалеозойская история характеризовалась чередованием трансгрессий и регрессий с накоплением соответственно преимущественно карбонатных и песчаных мелководных осадков. Главными зонами прогибания являлись Тунгусская (на северо-западе) и Присаянская синеклизы, разделенные Центральносибирской (Ангаро-Ленской) антеклизой, позже погребенной. В позднем палеозое погружения сосредоточились в Тунгусской синеклизе, которая стала местом накопления угленосной лимнической формации, а в конце перми и раннем триасе — интенсивного траппового магматизма. До этого трапповый магматизм проявлялся в рифее (несколько фаз) и девоне. Ему сопутствовало образование щелочно-ультраосновных кольцевых плутонов, особенно в Котуйской зоне, пограничной между Тунгусской синеклизой и Анабарской антеклизой, и кимберлитовых трубок, наиболее обильных в северо-восточной части платформы.

Начиная со среднего триаса большая западная часть платформы стала испытывать воздымание. Основное прогибание оказалось приуроченным к Вилюйской синеклизе, открывавшейся в сторону Верхояно—Чукотской геосинклинали и заложенной на месте рифейского и девонского авлакогенов. В прогибание была вовлечена и северная периферия платформы, где возник глубокий, вероятно рифтогенный, Енисей-Хатангский прогиб, ограниченный с севера Таймырской складчатой системой. На короткое время, в конце ранней юры, зона погружения Вилюйской синеклизы протянулась на запад, к Ангаре, с образованием Ангаро-Вилюйского плоского прогиба. К концу мела относится общее воздымание Сибирского кратона, продолжавшееся в течение всего кайнозоя.

КОРЕЙСКО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Третий кратон Азиатского материка — древняя Корейско-Китайская (Северо-Китайская) платформа [Хуан Цицинь, 1984; Tectonic map..., 1979]. Она вытягивается в общем широтном направлении, достигая наибольшей ширины на востоке и суживаясь на западе, к хр. Алашань (см. рис. 6). Возможно, что Таримский массив является (или, во всяком случае, являлся) непосредственным продолжением этой платформы. На севере она отделена Урало-Охотским подвижным поясом от Сибирской платформы, на юге — складчатой системой Циньлиня от Южно-Китайской платформы. Раннедокембрийский фундамент платформы образует два главных поднятия — Шаньдун-Корейский щит на востоке и антеклизу Шаньси в центральной части [Sun, Lu, 1985]. Вдоль северного края платформы выходы фундамента сливаются в широтную полосу, известную как Внутреннемонгольская ось. Как по положению, так и по переработке фундамента в конце протерозоя она напоминает Становой пояс по другую сторону Урало-Охотского пояса. Кроме того, фундамент обнажается в хр. Алашань на западе, где он подвергся переработке в рифее, и в северной зоне хр. Циньлин на юге.

В строении Шаньдун-Корейского щита, разделенного Желтым морем на Ляодунский и Корейский полуострова на севере и Шаньдунский на юге, основное значение принадлежит архейским образованиям — гнейсам, кристаллическим сланцам, амфиболитам, джеспилитам и мраморам, метаморфизованным в гра-

нулитовой, отчасти амфиболитовой фациях. Этот комплекс интенсивно мигматизирован и гранитизирован и выступает в ядрах гранитогнейсовых куполов либо в ограниченных разрывах блоках. Он отделен несогласием от метаморфизованных в амфиболитовой фации и менее гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями джеспилитов и мраморов, относящихся уже к низам нижнего протерозоя (древнее 2 млрд лет). Завершает разрез фундамента комплекс верхов нижнего протерозоя (2—1,7 млрд лет) карбонатно-терригенного состава, метаморфизованный в зеленосланцевой, реже в амфиболитовой фации. Средний комплекс слагает в крайней северо-восточной части щита протогеосинклинальную систему Мачхоллен юго-юго-восточного простирания, а верхний комплекс выполняет уже интракратонные геосинклинальные прогибы, которые первоначально продолжались на запад во Внутреннемонгольскую гряду. В настоящее время эта гряда отделена от Шаньдун-Корейского щита меридиональным грабеном (рифтом) Ляохэ, сформированным в кайнозое.

К западу от этого грабена на южную часть Внутреннемонгольской гряды наложен согласный с ее широтным простиранием рифейской и палеозойский авлакоген Яньшань; мощность только рифея (синия) здесь составляет 8—10 км. Внутреннее строение авлакогена довольно сложное, складчато-блоковое. Яньшаньский авлакоген находит свое продолжение в северной части Ляодунского и Корейского полуостровов. Южнее в их пределах протягиваются параллельные ему аналогичные Фучжоу-Пхеннамский и Окчхонский авлакогены.

В своде антеклизы Шаньси обнаружены метаморфические породы и граниты нижнепротерозойского возраста, а крылья ее сложены карбонатно-терригенным рифеем, карбонатным нижним палеозоем, паралической угленосной формацией карбона и низов перми и красноцветной — верхов перми и триаса.

Между антеклизой Шаньси и Шаньдун-Корейским щитом расположена одна из крупнейших впадин рассматриваемой платформы — Северо-Китайская синеклиза глубиной до 7 км. Она занимает одноименную низменность и зал. Бохай Желтого моря, прилегая на севере к инверсированному Яньшаньскому авлакогену, а на юге — к Дабэйшаньской глыбе в северном обрамлении Циньлинской складчатой системы. Заложена эта синеклиза, вероятно, на месте рифейского авлакогена, находившегося в тройном сочленении с Яньшаньским; кроме рифея, венда—ордовика, карбона и спорадически распространенного мела, главное место в ее разрезе занимает мощный кайнозой, в основном континентальный.

Другая крупнейшая синеклиза Корейско-Китайской платформы — Ордосская — находится к востоку от антеклизы Шаньси, между ней и Алашаньским выступом фундамента, к югу от Внутреннемонгольской гряды и к северу от Циньлиня. Ее особенностью является мощное развитие континентальных обломочных отложений всех трех систем мезозоя, начиная с верхов триаса, мощность которых достигает 5 км; на долю более древних отложений чехла приходится еще 3 км. Синеклиза резко асимметрична; она обладает более крутым западным и пологим восточным крылом. В кайнозое она испытала поднятие, и в рельефе ей соответствует плато высотой до 1300 м, а с севера, запада и юга синеклиза окаймлена позднейкайнозойскими грабенами.

С конца триаса Корейско-Китайская платформа начала испытывать все более интенсивную активизацию, причем главную роль играли движения и магматизм яньшаньского тектогенеза в конце юры—начале палеогена. Под их воздействием возникли складчато-блоковые деформации северо-северо-восточного простирания и внедрились многочисленные интрузии гранитоидов. На юго-востоке п-ова Корея образовался краевой вулканоплутонический пояс, одно из звеньев грандиозного Восточно-Азиатского пояса (см. ниже). В кайнозое известково-щелочной магматизм сменился трахибазальтовым вулканизмом.

ЮЖНО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (ПЛАТФОРМА ЯНЦЗЫ)

Эта платформа по размерам уступает всем остальным древним платформам Азии, а по подвижности их превосходит. Ее границы являются достаточно четкими лишь на севере, вдоль южного подножья хр. Циньлин и на западе, вдоль хр. Лунмэйшань, структуры которых на нее надвинуты, а также южнее, вдоль разлома, ограничивающего с запада Сикан-Юньнаньскую краевую гряду [Хуан Цицинь, 1984]. На юго-востоке платформа граничит с Катазиатской каледонской складчатой системой. На северо-востоке, в низовьях Янцзы, она почти соприкасается с Корейско-Китайской платформой, с ее краевым Дабэйшаньским поднятием; их разделяет узкая шовная зона, продолжающая Циньлинскую систему (рис. 7). Наименее определенной является южная граница платформы. Одни проводят ее по разлому р. Красной, оставляя в пределах платформы выступ докембрийских метаморфитов и гранитов Шонгло и рассматривая его как свод Вьетбакской антеклизы, а обтекающий его с северо-востока глубокий прогиб Фунгы — как авлакоген. Другие, учитывая большую мощность и интенсивную складчатость ордовикско-нижнесилурийских образований этого прогиба, включают его вместе с поднятием Шонгло в состав каледонской Катазиатской системы.

Помимо массива Шонгло, фундамент Южно-Китайской платформы выступает еще в двух регионах; одним из них является свод Цзяньнаньской антеклизы северо-восточного простираения в ее центральной части. В состав фундамента здесь входят породы как нижнего, так и верхнего докембрия. Разрез нижнего докембрия трехчленный и вполне сходен с разрезом фундамента Корейско-Китайской платформы; он надстраивается мощной, до 8 км, толщей слабометаморфизованных, но интенсивно складчатых пород рифея, в нижней части флишоидно-терригенных, в верхней — молассоидных. Верхняя граница этого комплекса проходит на уровне 700 млн лет, что примерно соответствует и возрасту гранитов поднятия Шонгло. Аналогичный разрез нижнего и верхнего докембрия вскрывается в меридиональной горстовой Сикан-Юньнаньской гряде на юго-западе платформы. Все это определяет время окончательной консолидации ее фундамента как конец рифея, и тем самым фундамент Южно-Китайской платформы в целом оказывается значительно более молодым, чем фундамент Корейско-Китайской. Соответственно чехол Южно-Китайской платформы начинается верхнерифейско-вендскими отложениями, внизу — красноцветными, выше — включающими тиллиты и заканчивающимися песчано-глинистой толщей. Кембрий—силур, средний карбон—нижняя пермь и нижний триас—средний триас представлены карбонатными формациями, девон и нижний карбон — терригенно-карбонатной; верхней перми отвечает паралическая угленосная формация, а на юго-западе развиты мощные траппы. Начиная с позднего триаса в связи с индосинийским тектогенезом смежных геосинклиналей большая часть платформы стала испытывать поднятие, за исключением северо-западной Сычуаньской синеклизы. В этой синеклизе, подобно Ордовской синеклизе Северного Китая, в юре и мелу накопилась мощная толща континентальных красноцветов; общая глубина прогибания фундамента достигла 10 км.

Между Сычуаньской синеклизой и Цзяньнаньской антеклизой по палеозою и триасу обособляется Хубэй—Гуйчжоуская синеклиза, а на юге обе эти синеклизы отделяются широтным поднятием Цзуньи от близкой по строению разреза Юньнань-Гуаньской синеклизы. Для всего чехла Южно-Китайской платформы в еще большей степени, чем для Корейско-Китайской, характерна заметная дислоцированность — он смят в систему валов северо-северо-восточного простираения, разделенных более широкими прогибами, в которых размещаются брахиформные локальные поднятия менее устойчивой ориентировки; складки нередко осложнены разрывами. Все эти дислокации обязаны в основном проявлению яньшаньской эпохи диастрофизма, здесь еще более интенсивному, чем в Северном Китае. В кайнозойе обе платформы были пересечены Восточно-Китайской рифтовой системой,

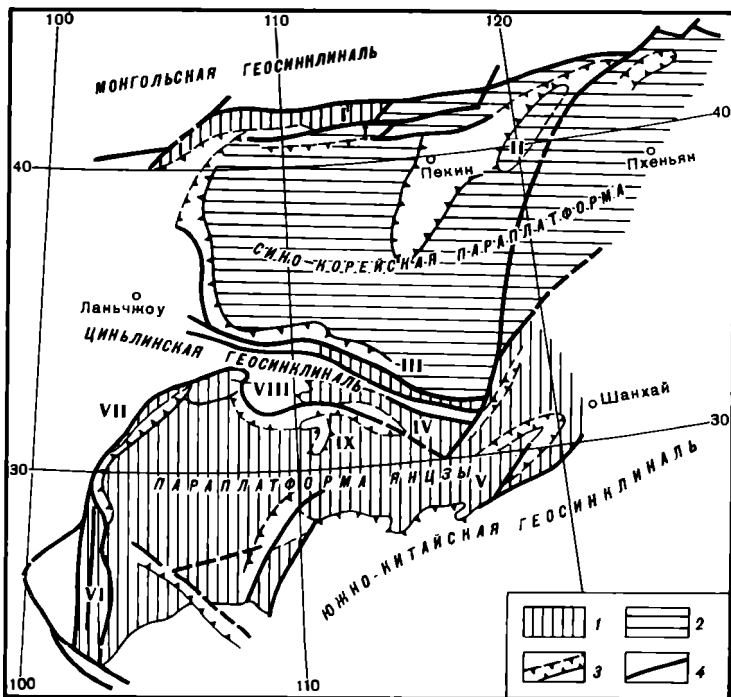


Рис. 7. Тектоническая схема параплатформ Восточной Азии [Хуан Цицинь, 1984]

1 — параплатформа Янцзы и ось Внутренней Монголии; 2 — Сино-Корейская платформа; 3 — контуры грабенов; 4 — разломы. I — ось Внутренней Монголии (I - 1500 млн лет и моложе); II — Шаньхайгуан-Йивулюкское поднятие; III — Циньлинская ось (орогенез Янцзы и древнее); IV — поднятие Вудан-Хуаян; V — поднятие Цзяньян; VI — Кандинская ось; VII — краевое поднятие Лонгмэншань; VIII — Янчжуйское поднятие; IX — Хуанлинь-Шеньюньское поднятие

параллельной Тихоокеанскому поясу. На юге эта рифтовая система включает впадины Поянху и Дунтинху, на севере — Северо-Китайскую синеклизу с западной частью Желтого моря, заливами Бохай и Ляодунским. Через грабен Ляохэ она продолжается в пределы меловой Дуньбэйской плиты и через синеклизу Сунляо и грабен Суньу достигает Зее-Буреинской впадины на территории СССР.

ИНДОСТАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Индостанская платформа имеет груботреугольную форму, заостренную к югу и включающую о. Шри-Ланка. На северо-западе, севере и северо-востоке она ограничена альпийскими складчатыми сооружениями Белуджистана, Гималаев и Индо-Бирманских цепей и их передовыми прогибами [Вальдия, 1984; Хаин, 1979]. Подобно большинству других гондванских платформ, фундамент выступает на большей части площади Индостанской платформы. Все же условно она может быть разделена на две части по широтному линеamentу Нармада-Сон, вдоль которого в позднем палеозое возникла система авлакогенов. Южная часть выделяется Д.К. Рэм в Южно-Индийский щит, северная — в Виндийскую плиту.

ФУНДАМЕНТ

Южно-Индийский щит, в свою очередь, состоит из двух мегаблоков. Его центральную и западную части занимает гранитно-зеленокаменная область развития архейских пород, не затронутых новейшей переработкой, а вдоль восточного побережья протягивается гранулитовый пояс северо-северо-восточного простираения, совпадающий с хр. Восточных Гат. Этот пояс распространяется и на южную оконечность по-

луострова, а также о. Шри-Ланка. В своей основе он также сложен архейскими, вероятно даже нижнеархейскими, породами, но претерпевшими неоднократную тектоно-термальную переработку в интервале от 2,1—2 или 1,6—1,5 до 0,5—0,45 млн лет. В гранитно-зеленокаменной области наибольшим развитием пользуется комплекс так называемых полуостровных гнейсов и гранитогнейсов, среди которого грубо параллельно протягиваются в юго-юго-восточном направлении синкли-норные полосы зеленокаменных поясов дарварской системы. Как те, так и другие пересечены меридионально вытянутым посткинematическим гранитным батолитом с возрастом 2,4—2 млн лет, чем определяется нижняя возрастная граница всех этих образований. Однако их возрастные соотношения достаточно сложны и служат предметом многолетних дискуссий. В ходе этой дискуссии выяснилось, что как среди гнейсов (и гранитов), так и среди зеленокаменных поясов имеются две генерации. Наиболее молодая и распространенная группа зеленока-менных поясов явно моложе основной части гнейсов, хотя гранитные продукты ремобилизации последних и могут давать с породами поясов интрузивные контакты. Породы более древней группы встречаются в гнейсах в виде ксенолитов, но вопрос о том, являются ли именно они или более древняя генерация гнейсов древнейшими породами Индостана, остается открытым; более вероятно последнее.

Восточно-Гатский пояс сложен, по-видимому, аналогами наиболее древней генерации гнейсов и в целом надвинут на запад не только на гранитно-зеленокамен-ную область, но и на наложенную на нее к северу от Мадраса рифейскую Кудда-пахскую синеклизу. В пределах Южно-Индийского щита известны и другие впадины, в которых сохранился дорифейский чехол.

На площади Виндийской плиты также имеются значительные выступы до-кембрийского фундамента. Центральное место среди них занимает огромный Банделькандский купол архейских гранитогнейсов; их аналоги обнажаются так-же на крайнем северо-востоке, в блоке Шиллонгского плато, в виде шпоры вдаю-щегося между складчатыми системами Гималаев и Индо-Бирманских цепей и их передовых прогибов. Но наряду с археем в фундаменте плиты в отличие от Южно-Индийского щита довольно широко распространены нижнепротерозойские гео-синклинальные толщи в основном терригенного, отчасти карбонатного состава, местами с участием джеспелитов. Они слагают складчатую систему Аравалли, сов-падающую с одноименным хребтом северо-восточного простираения к востоку от Банделькандского выступа, широтную систему Сатпура в зоне линеймента Нар-мада-Сон и принимают участие в строении Шиллонгского выступа. Метаморфизм пород изменяется в широких пределах; они прорваны несколькими поколениями гранитов, сиенитов и пегматитов с возрастом от 1,75 до 0,75 млн лет. К востоку от хр. Аравалли известны отдельные небольшие выходы кислых вулканитов и гранитов с возрастом 0,87—0,74 млн лет, намечающих, вероятно, позднерифейский краевой вулканно-плутонический пояс.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Наиболее древние образования чехла Виндийской плиты представлены обломочной толщей "системы" того же названия, выполняющей одноименную синеклизу, полукольцом охватывающую Банделькандский купол и погружаю-щуюся на северо-западе и северо-востоке под молассы Предгималайского проги-ба. Виндийская "система" по объему больше Куддапахской и охватывает весь рифей.

На крайнем северо-западе платформы, в Соляном кряже, выступают на поверх-ность более молодые образования чехла — эвапориты венда, несогласно перекры-вающие позднедокембрийский складчатый фундамент, мелководно-морские осадки нижнего—среднего кембрия, ледниковые образования верхов карбона—низов

перми, ниже- и верхнепермские мелководно-морские отложения, континентальные образования триаса и низов юры. юрские, меловые и нижнепалеогеновые терригенно-карбонатные шельфовые отложения. По данным бурения, они слагают весь западный склон Виндийской плиты — Синд-Пенджабский перикратонный прогиб, — достигая мощности 3,5—4 км. Верхняя часть разреза, начиная с юры, кое-где обнажена на поверхности, в том числе на юге на полуостровах Кач и Катиавар.

На большей части Индостана отложения венда—карбона, за исключением верхов последнего, отсутствуют, очевидно, в результате поднятия. В конце карбона произошло заложение рифтовых систем, прежде всего вдоль линеймента Нармада-Сон, а также будущих долин рек Годавари и Маханади. Еще один рифт намечается по западному краю Бенгальской равнины (холмы Раджмахал) и побережью Бенгальского залива. Возникшие грабены—авлакогены были заполнены континентальными отложениями так называемого гондванского комплекса — ледниковыми ($C_3—P_1$), угленосными с морскими прослоями (P), пестроцветными обломочными ($T_{1,2}$), сероцветными слабоугленосными ($T_3—J_{1,2}$), пестроцветными с траппами ($J_3—K_1$); общая мощность комплекса достигает 6 км.

Образование в поздней юре—раннем мелу Западно-Бенгальского рифта связано с началом раскрытия Бенгальского залива и формированием на его северном продолжении одноименного перикратонного прогиба, выполненного мощной, до 10 км, толщей меловых и кайнозойских отложений. На южном продолжении этого прогиба возникает прогиб Каувери и Полкский прогиб (рифт), отделивший Шри-Ланку от Индостана.

Крупным событием в истории Индостанской платформы явилась мощная вспышка базальтового вулканизма в области современного Деканского траппового плоскогорья в самом конце мела—начале палеогена. За ней последовало в эоцене образование субмеридионального Камбейского грабена (рифта) к северо-востоку от Деканского плато; с образованием этого рифта, находящего свое продолжение на западном, малабарском, побережье Южной Индии, тесно связано раскрытие Аравийского моря. Таким образом, в начале эоцена п-ов Индостан уже приобрел свои современные очертания, а в конце эоцена он примкнул к более древнему Азиатскому материку [Такур, 1984].

ТАРИМСКИЙ И ИНДОСИНИЙСКИЙ МАССИВЫ

Эти два массива отличаются от других срединных массивов геосинклинальных поясов Азии не только своими крупными размерами, но и тем, что они практически избежали фанерозойской переработки.

Таримский массив не входит в состав какого-либо геосинклинального пояса, а находится на продолжении Корейско-Китайской платформы, вместе с ней разделяя Урало-Охотский и Средиземноморский геосинклинальные пояса [Хуан Цзинь, 1984]. От Корейско-Китайской платформы и ее Алашаньского выступа Таримский массив в настоящее время отделен глыбовым поднятием Бэйшаня, интенсивно переработанным в позднем палеозое в связи с орогенезом в смежных с севера и юга геосинклиналях. Выходы докембрийского фундамента указывают на первоначальную связь Таримской глыбы через Бэйшань с Корейско-Китайским кратоном. Таримская глыба имеет ромбовидную форму с длинной осью, вытянутой на 1500 км в широтном направлении. Докембрийский фундамент массива выступает на поверхность лишь по его периферии; он включает метаморфиты архея, нижнего и верхнего протерозоя. На северо-западном краю, в Кельпинчельтае фундамент перекрыт платформенным чехлом рифейско-палеозойского возраста. Вдоль северного и юго-западного обрамлений массива протягиваются глубокие (до 8 км) прогибы: Кучанский перед Восточным Тянь-Шанем и Яркендский перед Западным Куньлуном. В позднем мелу и эоцене в эти прогибы с запада, через Алтай-

ский прогиб, проникало море; в кайнозой их заполнила мощная континентальная моласса. В пределах собственно массива его фундамент наиболее глубоко погружен на востоке, где мощность чехла может достигать 16 км.

Индосинийский массив составляет древнее ядро Индокитайского полуострова [Гатинский и др., 1984]; он разделяет две ветви Средиземноморского пояса, идущих на соединение с Тихоокеанским: Юньнань-Малайскую и Лаосско-Вьетнамскую (Вьетлаосскую). Докембрийский фундамент обнажается на востоке массива, в Контумском выступе, где установлены образования архея, метаморфизованные в гранулитовой фации, и нижнего протерозоя — в амфиболитовой. Отложения рифея и палеозоя в пределах всего массива залегают субгоризонтально, а по его периферии вовлечены в пологие складчатые деформации. На западную часть массива наложена крупная впадина (синеклиза) Корат, с мощностью чехла до 7 км, основную часть ее выполнения составляют красноцветные лагунно-континентальные отложения верхнего триаса — верхнего мела. Севернее и южнее, в Южном Лаосе и Восточной Кампучии, расположены более мелкие впадины того же мезозойского возраста; их разделяют пологие поднятия.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ УРАЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА¹

Урало-Охотский складчатый пояс простирается от Карского до Охотского моря, отделяя в своем северном меридиональном Урало-Сибирском сегменте Сибирскую древнюю платформу от Восточно-Европейской, а в южном, широтном Центрально-азиатском (Монголо-Охотском) — от Корейско-Китайской платформы и Таримского массива. На участке между Каспийским морем и Памиро-Тянь-Шаньским сближением Урало-Охотский пояс почти смыкается со Средиземноморским; многие полагают, что первоначальным разделом между ними служила зона ныне погребенных срединных массивов (Каракумо-Таджикский, Устюртский), соединявшая Таримский массив с юго-восточным выступом Восточно-Европейского кратона. Значительная часть Урало-Сибирского сегмента скрыта под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты. Ее строение освещено бурением и геофизическими исследованиями, но все же в недостаточной степени, а поэтому остается предметом различных толкований.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

На западе Урало-Сибирского сегмента простирается Уральская герцинская складчатая система [Дымкин и др., 1984], на полную ширину изученная на юге, где ее восточные зоны неглубоко погребены под чехлом Тургайского прогиба; здесь ее восточным ограничением и разделом с каледонидами Центрального Казахстана служит Тюменский разлом. Уральская система отделена от Русской и Тимано-Печерской плит системой передовых прогибов, развивавшихся в перми и на крайнем севере и юге в триасе. Сама складчатая система четко подразделяется на две продольные зоны, отвечающие классическим мио- и эвгеосинклиналям — зону западного и зону восточного склонов.

Зона западного склона возникла на краю древней Восточно-Европейской платформы, кристаллический фундамент которой, несмотря на его переработку, прослеживается по геофизическим данным с разной степенью уверенности под территорией всей зоны. Зона сложена породами раннего докембрия (тараташский комплекс), комплексом пород позднепротерозойско-кембрийского этапа развития (доуралиды) и собственно герцинским (уральским) многоэосинклинальным комплексом, охватывающим отложения от ордовикского до раннепермского

¹ Урало-Монгольского, по М.В. Муратову.

(артинского) возраста. Западно-Уральская зона в целом имеет чешуйчато-надвиговую структуру с отдельными синформными покровами, происходящими из зоны древнего континентального склона и подножья, а частично также из внутренней эвгеосинклинальной зоны восточного склона.

На границе зон западного и восточного склонов протягивается цепочка удлиненных поднятий — антиклинориев, сложенных мелководно-морскими позднедокембрийскими отложениями рифтовой стадии развития Уральской геосинклинали. Перед вендом эти отложения подверглись умеренным складчато-надвиговым деформациям, некоторому метаморфизму, произошло внедрение гранитов. Вендские образования близки к молассе, но обломочный материал поступал в основном с платформы. На Полярном и Приполярном Урале, а также на крайнем юге Урала в них развиты кислые вулканиты.

Зона восточного склона в целом надвинута по Главному Уральскому разлому на Центральноуральскую полосу поднятий. В сложении этой зоны основную роль играют ордовикско-девонские, на крайнем востоке также нижнекаменноугольные вулканиты островодужного типа, от основных до кислых. Они надстраивают офиолитовую формацию, скорее всего, ордовикского возраста, выступающую преимущественно в виде меланжа вдоль поверхностей надвигов, направленных также к западу. Вдоль центральной части этой эвгеосинклинальной зоны протягивается полоса гранитогнейсовых куполов и варисских гранитных массивов, происхождение которых спорно: она может принадлежать "всплывшему" краю перекрытого покровами продолжения Восточно-Европейской платформы либо первично представлять отторженец последней — микроконтинент.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА — ТЯНЬ-ШАНЯ

Значительная восточная и южная части Уральской складчатой системы перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской и Туранской плит и соединяющего их Тургайского прогиба, где глубина залегания варисского основания невелика, и данные бурения позволили снять его с карты. Здесь видно, что Уральская система на востоке граничит по крупному Тюменскому разлому с областью более древней, каледонской и докаледонской, консолидации Центрального Казахстана, простирающейся на восток до бассейна р. Иртыш.

В составе складчатой области Центрального Казахстана различаются три основные зоны [Абдулин и др., 1984; Тектоника ..., 1982]. На западе простирается, сначала меридионально, затем с поворотом к востоку, Центральноказахстанский—Северо-Тянь-Шаньский докембрийский массив (микроконтинент), интенсивно переработанный в конце докембрия—начале палеозоя, но затем снова кратонизированный в каледонскую эпоху. На востоке он продолжается в Джунгарию. Западная и южная подводные окраины этого микроконтинента были обращены к варисским геосинклиналям Урала, Среднего и Южного Тянь-Шаня. Юго-восточная часть массива рассечена Джалаир-Найманской рифтогенной зоной каледонид. На центральную часть массива наложены каледонско-варисские межгорные впадины — Тенизская, Джезказганская и более молодая Чу-Сарысуйская, а с востока он окаймляется девонским краевым вулcano-плутоническим поясом, синхронным становлению каледонид восточной части области. К востоку от Центральноказахстанского—Северо-Тянь-Шаньского массива лежат зоны, возникшие на океанской коре венд-ордовикского возраста и последовательно деформированные в позднем ордовике (каледонида), середине девона и позднем палеозое (герциниды). Первые развиты в обрамлении массива и на северо-востоке; вторые — в центре и на востоке (Джунгаро-Балхашская зона). Зона герцинской складчатости, подобно каледонидам, окаймлена позднепалеозойским вулcano-плутоническим поясом.

С запада и юга Центральноказахстанский—Северо-Тянь-Шаньский массив об-

рамлен зоной, в которой проявлены и каледонская и герцинская складчатости; она охватывает хр. Каратау и Срединный Тянь-Шань. На границе Северного и Срединного Тянь-Шаня в ней выступают позднерифейско-раннекембрийские офиолиты, указывающие на новообразование коры океанского типа. Затем следовало накопление флишевых толщ в окраинном море; в конце ордовика флиш сменился молассой, наиболее широкое распространение получающей в раннем—среднем девоне (грубая континентальная моласса). В позднем девоне—раннем карбоне погружения возобновляются с накоплением мощной шельфовой карбонатной толщи, испытавшей деформации и перекрытой второй — верхнепалеозойской — молассой, которой синхронны орогенные гранитоиды.

На западе и юге эта каледонско-герцинская зона граничит с Сырдарьинским микроконтинентом, почти полностью погребенным под более молодыми осадками чехла, но по геофизическим и буровым данным прослеживающимся от юга Тургайского прогиба до Ферганской впадины в Тянь-Шане. С запада и юго-запада он окаймлен позднепалеозойским (на севере раннекаменноугольным) вулканоплутоническим поясом: на юге — Бельтау-Кураминским, на севере — Валериановским, который считается в Тургае уже элементом Уральской системы.

Уральская система протягивается в погребенном виде до Аральского моря и в районе дельты Амударьи сочленяется с западным окончанием Южного Тянь-Шаня. Но в бассейне р.Эмбы от нее ответвляется Южно-Эмбенская складчатая зона с развитием среднепалеозойской флишеидной формации западноуральского типа, разделяющая юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы и докембрийский массив, предполагаемый в основании плато Устюрт, относимого уже к Туранской плите.

Складчатая система Южного Тянь-Шаня последовательно развивалась, начиная с ордовика, с севера на юг, судя по распространению ордовикских офиолитов на севере, предположительно силур-девонских в средней части и раннекаменноугольных на юге [Захаров, Поршняков, 1984]. В этом же направлении перемещались широко развитые в этой системе тектонические покровы, начало образования которых относится к среднему карбону. Позднепалеозойская моласса и гранитоиды завершают геосинклинальную эволюцию; в мезозое и раннем палеогене система вошла в состав Туранской плиты. Но в олигоцене—квартере, под очевидным влиянием импульса с юга, произошло возрождение Южно-Тянь-Шаньского орогена и слагающие его толщи испытали повторную деформацию. В поднятие частично был вовлечен и ограничивающий Тянь-Шань с юга Афгано-Таджикский массив с образованием юго-западных отрогов Тянь-Шаня, отделившихся от Туранской плиты Афгано-Таджикскую впадину. В последней выше платформенного чехла залегает мощная, довольно интенсивно дислоцированная вместе с чехлом альпийская моласса. Складки образуют расходящийся к югу пучок и отличаются дисгармоничным строением на уровне верхнеюрской соленосной толщи. Севернее в Тянь-Шане известны и другие молодые впадины, связанные с его неотектонической активизацией — Ферганская между Южным и Срединным Тянь-Шанем, Нарынская, Иссыккульская и другие в Северном Тянь-Шане, Чуйская и Илийская перед фронтом последнего.

На востоке Срединно- и Южно-Тянь-Шаньские системы постепенно выклиниваются на территории Китая, между Таримским и Казахстано-Джунгарским массивами. Здесь к Джунгарскому массиву с севера прилегает Чингиз-Тарбагатайская каледонская система, входящая в состав Центральноказахстанской области, а еще восточнее проходит Обь-Зайсанская поздневарисская система, служащая разделом между Центральноказахстанской и Алтае-Саянской областями. Обь-Зайсанская система заложена на ордовикской океанической коре и испытала основные складчатые деформации перед средним карбоном. Она прослеживается далеко на север под чехлом Западно-Сибирской плиты, а на востоке в широтном направлении через Китай в Южную Монголию (Южно-Монгольская система).

Алтае-Саянская, вернее Алтая-Саяно-Монгольская, складчатая область занимает восточную часть центрального отрезка Урало-Охотского пояса, между Зайсанско-Южно-Монгольской системой и древней Сибирской платформой (кратоном) [Амантов, Матросов, 1984]. Ее ближайшим к кратону элементом является горное сооружение Восточного Саяна северо-западного простирания. Северо-восточная часть этого сооружения образована поднятыми новейшим орогенезом глыбами древнего фундамента кратона, осевая зона сложена складчатыми рифейскими толщами, подстилаемыми рифейскими же офиолитами и пронизанными позднерифейскими гранитоидами, в юго-западной зоне геосинклиальный разрез включает нижний палеозой, и основная складчатость является салаирской (как показано на карте) или, по новым данным, раннекаледонской. К южной части Восточного Саяна подходит широтная энсиматическая (венд-раннекембрийские офиолиты) позднекаледонская складчатая система Западного Саяна, ограниченная с юга Тувино-Монгольским срединным массивом (микроконтинентом), в фундаменте которого установлены породы раннего докембрия и который на востоке примыкает к южному углу Сибирской платформы. На западе система Западного Саяна смыкается с разновозрастной системой Горного Алтая и более ранней салаирской зоной Кузнецкого Алатау. Последняя, имея меридиональное простирание, протягивается на север, погружается в этом направлении под чехол Западно-Сибирской плиты и отделяется на востоке областью Минусинских средне- и позднепалеозойских орогенных впадин от Восточного Саяна; возможно, что в основании этих впадин лежит древний массив — микроконтинент, аналогичный Тувино-Монгольскому. К западу от Кузнецкого Алатау лежит Кузнецкий позднепалеозойский каменноугольный бассейн, отделяющий его от Обь-Зайсанских герцинид, надвинутых на этот бассейн, представляющий как бы его передовой прогиб. С юга Кузнецкий бассейн замыкается варисским сооружением Салаирского кряжа.

Горно-Алтайская система, северо-западного простирания, протягивается к юго-востоку в пределы Монголии (Монгольский Алтай). В ее северном тылу в Центральной Монголии располагается зона герцинских прогибов, выполненных мощными терригенными толщами девона — перми и замыкающихся на западе; это было, очевидно, внутреннее море, подобное Джунгаро-Балхашскому в Казахстане. Еще севернее Тувино-Монгольский массив окаймляется с юга и запада зоной салаирской (раннекаледонской) складчатости, почти смыкающейся с южным продолжением разновозрастной зоны Кузнецкого Алатау.

На территории СССР к западу от Горного Алтая расположен Рудный Алтай, с каледонским и более древним фундаментом, надстроенным девонско-раннекаменноугольной вулканической дугой.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Очень сложным является вопрос о строении области Прибайкалья и Северо-Западного Забайкалья, прилегающей к юго-восточному фасу Сибирской платформы и частично вклинивающейся в тело платформы к западу от Алданского щита. Северную часть этого клина занимает сложенная мощной толщей мелководно-морских рифейских отложений складчатая Байкало-Патомская дуга. В ее южном тылу простирается дугообразная же полоса выступов раннедокембрийского фундамента, а еще южнее — зона распространения терригенно-карбонатных толщ спорного возраста — их относят к рифею или нижнему протерозою [Кориковский, Федоровский, 1985], считая складчатость соответственно байкальской (или салаирской) или карельской (на карте принята первая трактовка). Далее к югу большее распространение получают гранитоиды, в основном раннекаледонские; здесь появляются многогеосинклиальный кембрий и позднекембрийские молассы. Южнее,

через бассейн р. Джиды (приток Селенги) и верхнего Витима, широтно простирается уже эвгеосинклинальная зона салаирид с венд-раннекембрийскими офиолитами. На востоке она выклинивается, на западе смыкается с основной салаирской системой Северной Монголии, а на юге ее ограничением служит юго-западный "отрог" Алданского щита — Малханско-Яблоновая глыбовая зона поднятого докембрийского фундамента.

В Юго-Восточное Забайкалье из Центральной Монголии протягивается зона герцинид, среди которых появляются расширяющиеся и углубляющиеся к востоку прогибы, выполненные морскими терригенными отложениями триаса и низов юры, дислоцированными киммерийской складчатостью. Большое значение приобретают интрузии позднеюрских гранитоидов. В том же северо-восточном направлении протягиваются наложенные грабены, выполненные нижнемеловыми угленосными толщами. Юго-восточным ограничением забайкальских герцинид служит выступ докембрийского фундамента — Керулен-Аргунский массив, расположенный на стыке границ СССР, Китая и Монголии. С юго-востока массив огибается продолжением герцинид Зайсанско-Южно-Монгольской системы, протягивающихся через хр. Большой Хинган в Забайкалье и здесь сливающихся с продолжением центрально-монгольских герцинид. Об их заложении на фундаменте океанического типа свидетельствуют выходы офиолитов на р. Шилке в районе ее слияния с Аргунью и далее в низовьях р. Зеи.

Другая, широтная, ветвь Южно-Монгольской системы протягивается через район г. Гирина на соединение с герцинидами восточной зоны Сихотэ-Алиня, принадлежащей уже Тихоокеанскому поясу. Между этими ветвями располагается крупный древний массив, очевидно, отторженец Корейско-Китайского кратона: его северный выступ на левобережье Амура известен как Буреинский массив, а юго-восточный — как Ханкайский. Массив в краевых частях испытал существенную палеозойскую переработку. На его восточный край наложен позднеюрский вулканоплутонический пояс, на южную часть — крупная мезозойско-кайнозойская синеклиза Сунляо, а на северную — аналогичная ей Зее-Буреинская впадина.

Крайний северо-восточный отрезок Урало-Охотского пояса составляет его Амуро-Охотское звено, протягивающееся узкой полосой между юго-восточным Становым выступом Сибирского кратона и Буреинским массивом и расширяющееся к Охотскому морю. В этом звене герцинская складчатость затухает, и весь разрез палеозоя и нижнего мезозоя, до средней юры включительно, конформно дислоцирован перед поздней юрой, молассы и орогенные вулканы вместе с отложениями нижнего мела выполняют наложенные впадины [Кириллова, Турбин, 1979]. В низовьях Амура Амуро-Охотская зона практически сливается с северным окончанием Сихотэ-Алиня; тем самым Урало-Охотский пояс и на этом участке смыкается с Тихоокеанским.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

На северную часть Урало-Охотского пояса наложена обширная Западно-Сибирская плита (мегасинеклиза), продолжающаяся в Карское море. [Нестеров и др., 1984]. Под чехол мезозойско-кайнозойских отложений, начинающихся на юге плиты со среднеюрских слоев, уходят складчатые образования Уральской системы на западе, Казахстано-Тянь-Шаньского массива, Обь-Зайсанской системы, Кузнецкого Алатау и Минусинских котловин на юге, Восточного Саяна и Енисейского края на востоке. Но в центральной части плиты встречены полого-залегающие карбонатные отложения среднего палеозоя, которые могут являться чехлом докембрийского срединного массива. Существование древнего фундамента становится еще более вероятным на севере плиты, где юрско-палеогеновый чехол надстраивается снизу мощными слабодислоцированными осадками, отвечающими,

по-видимому, триасу и палеозою. Северо-восточным ответвлением Западно-Сибирской мегасинеклизы служит глубокий Енисей-Хатангский прогиб, отделяющий складчатые структуры Горного Таймыра от Сибирской платформы и наложенный на северный склон последнего. Вероятна его рифтогенная природа.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Второй крупный геосинклинальный пояс Азиатского материка — широтный Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) пояс — протягивается сюда из Европы через Черное и Эгейское моря [Милановский и др., 1984; Тектоника ..., 1980; Хаин, 1984]. Его северная полоса образована герцинидами, выступающими на поверхность в Передовом хребте Большого Кавказа, в Западном Гиндукуше, Бадахшане, Северном Памире, Куньлуне и Циньлине, а на значительной площади скрытыми под мезозойско-кайнозойским чехлом Скифской (к западу от Каспийского моря) и Туранской (к востоку от Каспия) плит. Эти герциниды на западе обрамляют Восточно-Европейскую платформу, далее смыкаются с герцинидами Урала и Южного Тянь-Шаня, окаймляют с юга Каракумско-Таджикский и Таримский массивы и Корейско-Китайскую платформу. На участке между западным окончанием Таримского массива и восточным окончанием Корейско-Китайского кратона между герцинидами и областью докембрийской кратонизации вклиниваются каледониды Циляншаня (Наньшаня) с венд-раннекембрийскими офиолитами, кембрийско-силурийскими островодужными вулканитами и флишем и девонской молассой.

Северная зона Циньлиня, вклинивающаяся между Корейско-Китайским и Южно-Китайским кратонами, должна представлять собой продолжение каледонид Циляншаня. В Передовом хребте Большого Кавказа офиолиты имеют, скорее всего, ордовикский возраст; по магнитным аномалиям они следятся на восток вплоть до Туркмении, очевидно, до поперечного Урало-Оманского линеймента. В Бадахшане и на Памире офиолиты имеют раннекаменноугольный возраст, как, возможно, и в Куньлуне. Соответственно, основной возраст деформаций на Кавказе и, очевидно, в Туркмении, а также на западе Гиндукуша предкаменноугольный, т.е. собственно герцинский, а на Памире он повышается до конца перми—начала триаса (позднегерцинский); так же изменяется и возраст основной массы гранитоидов.

На южную часть пояса герцинид наложена полоса триасовых или пермско-триасовых прогибов, представленных к западу от Каспийского моря одиночными грабенами, а к востоку — сплошной зоной прогибания, отложения которой вскрыты скважинами на юго-востоке Туркмении и выходят на поверхность на севере Афганистана, в Паропамизе и Банди-Туркестане. Здесь с морскими терригенными отложениями связаны средние и кислые вулканиты. Все эти образования были деформированы и прорваны гранитами в конце триаса — начале юры, т.е. в раннекиммерийскую эпоху. За счет размыва возникших невысоких складчатых сооружений образовались молассовые угленосные толщи нижней — средней юры. Начиная с центральной части Куньлуна, на его южном склоне появляется расширяющаяся к востоку полоса морского терригенного триаса, продолжающаяся на южный склон Куньлуна и обрамляющая также западный край Южно-Китайской платформы. Эта зона Сунпан — Ганце тоже дислоцирована в раннекиммерийскую эпоху и включает плутоны гранитоидов того же возраста.

Еще южнее простирается полоса, в которой сохранились реликты океанической коры (офиолиты пермского и (или) триасового возраста), развита аккреционная призма терригенных осадков триаса и юры, а основные деформации и внедрение гранитов относятся к концу юры — началу мела. Это поздние киммериды Фарахрудской зоны Центрального Афганистана, Центрального и Юго-Восточного

Памира [Дронов, Абдулла, 1984], Восточного Гиндукуша, Каракорума и Центрального Тибета. В Тибете они отделены от ранних киммерид зоны Сунпан-Ганцзе глыбой древней континентальной коры — Северо-Тибетским массивом, или массивом Джангтанг [Чанг Ченгфа, Пан Юшен, 1984; Шиао Шучанг, Гао Янлин, 1984]. К востоку от Тибета зона поворачивает на юго-восток и юг и продолжается через Юньнань в Западный Лаос, Центральный Таиланд и Западную Малакку, достигая в конце концов юго-восточной части о. Калимантан. Но на этом протяжении в пределах Юго-Восточной Азии [Гатинский и др., 1984] время основной складчатости и гранитообразования понижается до раннекиммерийского.

На территории Восточного Индокитая от этого основного ствола киммерид отходят две ветви к юго-востоку, между которыми находится Индосинийский массив с его раннедокембрийским фундаментом. Северная ветвь — Лаосско-Вьетнамская — отделяет Индосинийский массив герцинским обрамлением от Южно-Китайской платформы и ее каледонского обрамления. В этой ветви океаническая кора первоначально возникла еще в венде—раннем кембрии (офиолиты Тханьхоа) [Ле Зуй Бать, 1985], она испытала герцинскую складчатость и повторное раскрытие в перми. Южная ветвь огибает Индосинийский массив с юга, простираясь из Таиланда в Кампучию.

От собственно альпийского пояса полоса киммерид Фарахруда-Малакки отделена зоной глыб раннедокембрийской континентальной коры — массивов Центрального Афганистана (Гильменд—Аргандаб), Нуристана и Юго-Западного Памира, Южного Тибета (Гангдис-Лхаса), Юньнани и Восточной Бирмы (Синобирмания). По всем признакам это отторженцы Гондваны, отделенные от нее новообразованной океанической корой мезозойского возраста.

Альпийский пояс наибольшей шириной обладает в пределах Кавказского перешейка, Каспия и Западной Туркмении (рис. 8). Здесь с двум основным ветвям — Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской, — протягивающимся из Европы, присраивается с севера Крымско-Кавказско-Копетдагская ветвь [Милановский и др., 1984; Хаин, 1984]. Она наложена на южную окраину герцинского пояса; ее герцинский фундамент выступает в Передовом и Главном (центральная часть) хребтах Большого Кавказа. Передовой хребет представляет собой пакет перемещенных к северу шарьяжных пластин (включая офиолитовый покров), частично перекрытых наложенными позднепалеозойскими молассовыми впадинами; вместе с последними он вырезан и поднят в виде горста альпийскими разломами. В Главном хребте выступает интенсивно гранитизированный в позднем палеозое комплекс метаморфизованных в амфиболитовой (местами до гранулитовой) фации осадочно-вулканогенных образований верхов докембрия, нижнего и среднего палеозоя. В его южном обрамлении появляются морские отложения перми, а еще южнее, в Сванетии, в ядре альпийского антиклинория обнажается слабометаморфизованный комплекс девонско-пермских (и, возможно, нижнетриасовых) отложений континентального склона Закавказского микроконтинента (см. ниже).

Основной период геосинклинали развития Большого Кавказа начался в юре (или конце триаса?), когда в условиях окраинного моря с утоненной и переработанной континентальной корой, возможно частично замещенной океанической, накопилась мощная толща песчано-глинистых осадков с подчиненными проявлениями толеит-базальтового магматизма. Перед поздней юрой проявилась фаза сжатия, в результате которой возникло осевое поднятие Западного и Восточного Кавказа, разделившее прежде единый бассейн на мелководное море северного и глубоководное — южного склона. Глубоководный трог вплоть до конца эоцена заполнялся флишем, а в поздней юре окаймлялся барьерными рифами, за которыми севернее накапливались красноцветы и эвапориты.

Между концом эоцена и началом плиоцена в результате поддвига Закавказской микроплиты под Евразийскую в несколько фаз было сформировано современное складчато-надвиговое сооружение Большого Кавказа. Оно характеризуется гос-

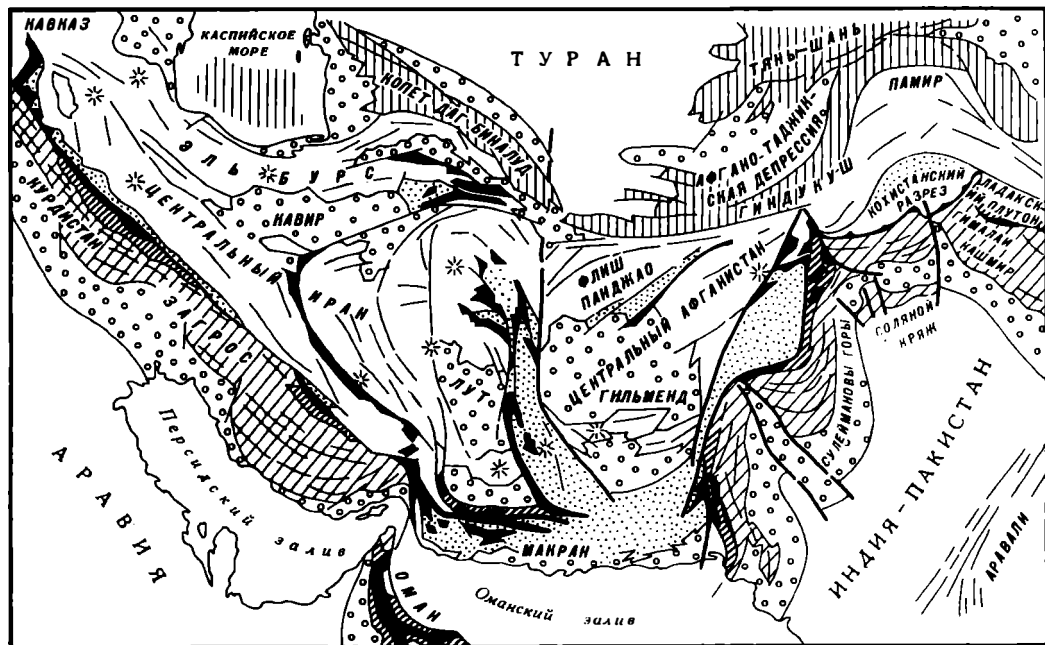


Рис. 8. Тектоническая схема Ирано-Гималайского орогенического пояса, по И. Штеклину

1 — Южная территория (докембрийский фундамент, позднеальпийская складчатость) с главными структурными линиями; 2 — Центральная территория (докембрийский фундамент, киммерийская и альпийская складчатость) с главными структурными линиями, четвертичными вулканами; 3 — Северная территория (герцинский фундамент, киммерийская и позднеальпийская складчатость); 4—6 — осевой офиолитовый пояс: 4 — офиолиты, офиолитовый меланж, 5 — глубоководные осадки, 6 — флишодные отложения; 7 — молодые депрессии

подством южной вергентности и развитием надвигов и шарьяжей преимущественно на южном склоне; амплитуда последних не превосходит нескольких десятков километров. На Центральном Кавказе наблюдается проявление плиоцен-четвертичного известково-щелочного вулканизма. С севера Большой Кавказ сопровождается передовыми прогибами — Индоло-Кубанским и отделенным от него Ставропольским поперечным поднятием (с малыми интрузиями позднемиоценовых субщелочных гранитов) Терско-Каспийским, а на крайнем востоке — Кусаро-Дивичинским. На юге Большой Кавказ надвинут на Рионский и Куринский молассовые прогибы, наложенные на Закавказский срединный массив и разделенные его остаточным поднятием. Средняя часть Куринского прогиба затронута складчато-надвиговыми деформациями, связанными с надвиганием Большого Кавказа.

Позднедокембрийский фундамент Закавказского массива переработан в позднем палеозое и вмещает граниты этого возраста. На него наложен вулканоплутонический пояс юрско-мелового возраста. Южная часть массива вовлечена в поднятие Малого Кавказа и Восточного Понта, образуя северную часть первого. На северо-западе и юго-востоке вулканоплутонический пояс подвергся рифтообразованию с возникновением Аджаро-Триалетского и Талышского прогибов с субщелочным вулканизмом. Осадочно-вулканогенное выполнение прогибов подвергалось складчатости начиная с конца эоцена.

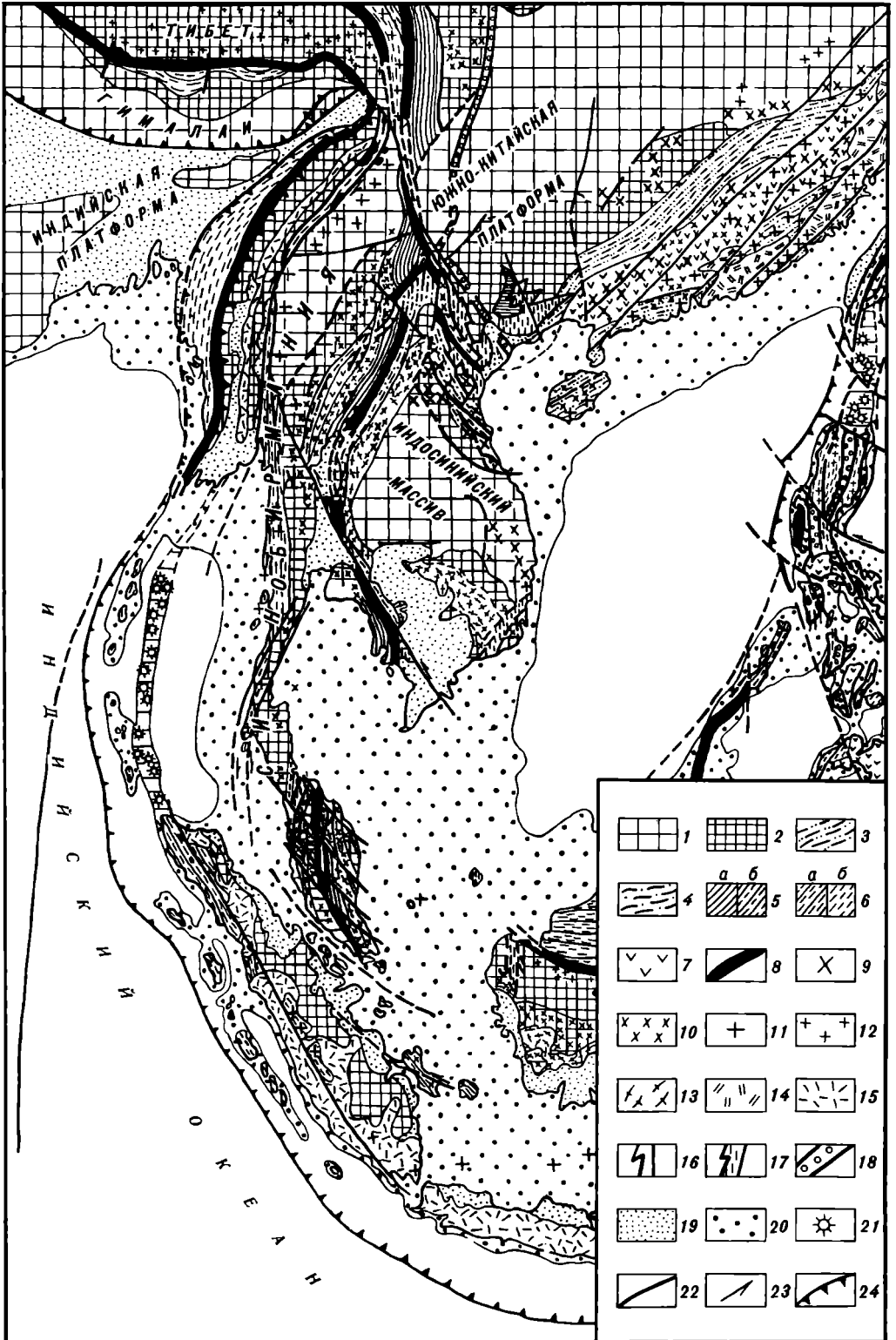
В центральную часть Малого Кавказа из Анатолии протягивается офиолитовый пояс — продолжение Динаро-Эллинского. Бассейн океанического типа развивался здесь с позднего триаса (?) до середины позднего мела, после чего проявились интенсивные деформации сжатия, с обдукцией океанической коры на Закавказский

массив к северу и на Центральниранский и массивы Центральной Анатолии к югу. Этот офиолитовый пояс прослеживается на юго-восток до Карадага в Иране (мыс Берберон); его возможное восточное продолжение появляется на юго-восточном погружении Эльбурса в районе Сабзевара и затем протягивается вместе с верхнемеловым—палеогеновым флишем в восточном обрамлении Центральноиранского массива (Лутской глыбы).

Другой, более южный, офиолитовый пояс прослеживается вдоль Таврской системы Южной Анатолии и Загросской — Южного Ирана. Он отчетливо шарьирован (обдущирован) на край Аравийской плиты, что особенно очевидно в Омане. В отношении Таврского отрезка этого офиолитового пояса существуют две противоположные точки зрения. Согласно первой, офиолитовые покровы Южной Анатолии происходят из Северной Анатолии и переброшены через кристаллические массивы Центральной Анатолии и их чехол. В этом случае последние представляют собой выступающие в тектонических окнах краевые поднятия Аравийской плиты [Gutnic et al., 1979]. Согласно второй точке зрения (А. Робертсон, Г. Вудкок), эти офиолитовые покровы имеют своим источником самостоятельный бассейн с океанической корой — восточное продолжение Ионийско-Левантинского бассейна Восточного Средиземноморья. В отношении Загросского пояса последняя трактовка является общепринятой, учитывая большую ширину Центральноиранского массива и отсутствие (?) офиолитов вдоль южного склона Эльбурса. Но широкое поле офиолитов вдоль турецко-иранской границы делает возможным сочленение Загросского пояса с Северо-Анатолийским. Центральноиранский массив до образования Загросского глубоководного бассейна представлял собой периферическую эпибайкальскую плиту Гондваны, которая после своего отделения от Аравийской плиты подверглась интенсивной переработке с образованием на юге краевого Урмия-Дохтарского вулканоплутонического пояса и поперечного рифта красноморского типа, отделившего на востоке Лутскую глыбу.

В зоне Урало-Оманского линеамента Восточно-Иранский флишево-офиолитовый пояс сливается на юге с Загросским и вместе с последним продолжается на восток через Макран в Белуджистан и Юго-Восточный Афганистан, сопровождаясь с тыла продолжением вулканоплутонического пояса Центрального Ирана. Как и в Загросе, в Белуджистане (хребты Киртар и Сулейман) офиолитовые покровы надвинуты на смятые в широкой полосе в складки миогеосинклинальные отложения окраины гондванской платформы (здесь Индостанской). На широте Пешавара складки Белуджистанской системы через широтный разлом приходят в контакт с окончанием Гималайской системы — зоной Хазара. В тылу этой системы, на южной окраине Тибета протягивается позднемеловой-эоценовый вулканоплутонический пояс — восточное звено системы таких поясов, прослеживающихся со стороны Ирана. Южнее, вдоль верховьев Инда и Брахмапутры (Цангпо), отделяясь молассовым прогибом, простирается офиолитовый пояс поздне-триасового—мелового возраста, также являющийся продолжением Загросско-Макранско-Белуджистанского пояса.

Офиолиты образуют местами покровы, надвинутые к югу на миогеосинклинальные осадки северного склона и Главного хребта Гималаев — аналоги подводных окраинно-гондванских осадков внешних зон Загроса и Белуджистанских цепей. Из-под этих отложений в Высоких Гималаях выступает метаморфический комплекс, включающий слабее метаморфизованные породы рифея и более глубоко метаморфизованные породы раннего докембрия, в основном гнейсы, и вмещающий интрузии молодых миоценовых гранитов. По Главному Центральному надвику этот комплекс вместе с флишем тектонически перекрывает систему складчатых шарьяжных пластин Низких Гималаев, сложенных отложениями рифея—эоцена, переходными к чехлу Индостанской платформы. Образования Низких Гималаев, в свою очередь, надвинуты по Главному Пограничному надвику на олигоцен—четвертичные молассы Предгималайского прогиба [Вальдия, 1984; Такур, 1984; Stöcklin, 1980].



На своем восточном окончании, в районе прорыва р. Брахмапутры, Гималаи под острым углом сочленяются с северным окончанием Индобирманских (Аракан-Йома) цепей [Brunschweiler, 1974], имеющих в общем меридиональное простирание, с некоторым дугообразным изгибом к северо-западу, и обрамляющих Индостанскую платформу (кратон) с востока, отделяясь от него Предараканским молассовым прогибом, наложенным на Бенгальский перикратонный прогиб (рис. 9). Внешняя зона Индобирманских цепей, обладающая чешуйчато-надвиговым строением и в целом надвинутая на прогиб, сложена мел-палеогеновым флишем. Во Внутренней зоне выступают офиолиты; это продолжение офиолитового пояса Гималаев (Инда—Цангпо). В тылу Индобирманских цепей, отделяя их от Синобирманского массива, простирается широкий и глубокий межгорный молассовый прогиб Иравади, открывающийся на юге в окраинное Андаманское море Индийского океана, возникшее в миоцене. В свою очередь, продолжением Индобирманских цепей служит невулканическая дуга архипелагов Андаманских, Никобарских и Малых Зондских островов, а продолжением Предараканского прогиба — Яванский глубоководный желоб. Малые Зондские острова отделены преддуговым прогибом от вулканической дуги, протягивающейся через Суматру и наложенной на зону ларамийской складчатости. Эта зона через Западную Яву и Яванское море продолжается на Юго-Восточный Калимантан (хр. Мератус) и далее к северу вдоль восточного побережья этого острова. Северо-восточная часть Суматры занята молодым молассовым прогибом, отделяющим ее от структур Западной Малакки и ее шельфа — продолжения Синобирмании [Hamilton, 1979].

Вулканическая дуга, зарождающаяся в осевой части прогиба Иравади, продолжающаяся подводными вулканами Андаманского моря и наземными вулканами Суматры и Явы, не испытывает поворота к северо-востоку и продолжается на восток вдоль Больших Зондских островов, а далее охватывает крутой петлей море Банда на востоке Индонезии, унаследованное с поздней юры—раннего мела. Параллельно ей следует продолжение невулканической дуги, наиболее крупным элементом которой является о. Тимор. Структуры Тимора и окаймляющего его заполненного мощными осадками желоба — продолжения Яванского — надвинуты к юго-востоку уже на подводную окраину Австралийского материка.

Северный конец невулканической дуги Банда отгибается к западу, а затем, после некоторого перерыва, эта дуга сменяется пологой дугой восточных полуостровов Сулавеси, с их офиолитовыми покровами, надвинутыми к западу на меридиональный антиклинорий Западного Сулавеси. Молодой прогиб Макаassarского пролива, отделяющего Сулавеси от Калимантана, является продуктом рифтового расщепления общей дуги Восточного Калимантана-Западного Сулавеси. Киммерийское ядро Западного-Центрального Калимантана окаймляется с севера интенсивно деформированным мел-палеогеновым флишевым прогибом, который на побережье и шельфе Южно-Китайского моря сменяется молассовым прогибом. Последний простирается далее, к северо-востоку вдоль о. Палаван.

Рис. 9. Тектоническая схема Юго-Восточной Азии, по Ю.Г. Гатинскому [1986]

1 — блоки докембрийской континентальной коры (древние платформы и срединные массивы); 2 — древние шельфы на докембрийском основании (многоосинклинальные складчатые зоны); 3—6 — фанерозойские складчатые пояса (звгосинклинальные и мезогосинклинальные зоны): 3 — раннепалеозойские, 4 — среднепалеозойские, 5 — позднепалеозойские — раннемезозойские со стабилизацией в позднем триасе (а) и раннем мелу (б), 6 — позднемезозойские — кайнозойские со стабилизацией в начале неогена (а) и продолжающие активное развитие (б); 7 — выходы вулканитов островодужного типа среди подвижных поясов; 8 — зоны тектонического меланжа; 9—15 — участки выходов магматитов окраинно-континентальных поясов и зон столкновения: 9—12 — преимущественно гранитондов (9 — среднего палеозоя, 10 — позднего палеозоя—раннего мезозоя, 11 — позднего мезозоя, 12 — кайнозоя), 13—15 — преимущественно вулканитов (13 — позднего палеозоя—раннего мезозоя, 14 — позднего мезозоя, 15 — кайнозоя); 16—18 — рифты на континенте: 16 — палеозойские, 17 — мезозойские, 18 — кайнозойские; 19 — крупные кайнозойские впадины на материке; 20 — современные шельфы; 21 — кайнозойские подводные вулканы; 22 — крупные разломы, без разделения; 23 — сдвиги; 24 — надвиги и поднаги

Северо-западная часть Калимантана занята выпуклой и надвинутой к югу дугой с верхнемеловыми офиолитами в подошве, которая огибает море Сулу и продолжается одноименным архипелагом, разделяющим глубоководные впадины морей Сулу и Сулавеси; первая имеет миоценовый возраст, вторая — эоценовый.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Как видно из только что изложенного, островные дуги Восточной Индонезии непосредственно переходят в островные дуги Филиппинского архипелага, принадлежащие уже восточному обрамлению Азиатского материка, полукольцом охватывая этот материк. Наиболее древние образования Филиппинского архипелага выступают на севере о. Палаван и на о. Миндоро. Это мелководные, частично даже континентальные, осадки верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, составляющие, скорее всего, чехол области варисской консолидации, которая, по-видимому, распространяется и на прилегающее мелководье Южно-Китайского моря. Лежащая северо-западнее глубоководная впадина с корой океанического типа имеет палеогеновый возраст.

В строении Филиппинского архипелага, исключая отмеченный выше участок относительно древней континентальной коры, различаются две зоны: внутренняя — западная — и внешняя — восточная. Их разделяют крупный разлом типа левого сдвига и система межгорных впадин, выполненных олигоцен-четвертичной молассой. В обеих зонах известны офиолиты, что свидетельствует об их энзиматическом заложении; во внутренней они имеют, видимо, позднеюрский—раннемеловой, во внешней — позднемеловой возраст. Они участвуют в строении надвиговых пластин соответственно западной и восточной вергентности. С востока Филиппинский архипелаг сопровождается одноименным глубоководным желобом и зоной Беньофа, с продолжающейся активностью которой связан современный вулканизм Филиппин. Северный остров архипелага — о. Лусон — окаймлен желобом (Манильским) и с запада, со стороны Южно-Китайского моря.

Расположенный севернее Лусона о. Тайвань в своем крайнем восточном Береговом хребте представляет собой продолжение структуры Восточного Лусона с его офиолитами, а прогиб, отделяющий Береговой хребет от Главного хребта, рассматривается в качестве наземного продолжения межгорного прогиба Лусона. Выступающие в Главном хребте Тайваня частично метаморфизованные и интенсивно деформированные в раннем мелу пермско-мезозойские толщи представляют юго-западное продолжение внутренней зоны архипелага Рюкю (Нансей) и Юго-Западной Японии. Антиклинорий Главного хребта надвинут к западу на передовой прогиб — продолжение Манильского желоба, внешний борт которого наложен на эпигерцинскую платформу, подстилающую и Тайваньский пролив. Основание последней выходит на поверхность вдоль юго-западного побережья Китая и на о. Хайнань, быстро сменяясь вглубь материка зоной каледонид Катази, обрамляющей Южно-Китайскую платформу. На эти каледониды и герциниды наложен прибрежный вулcano-плутонический пояс позднеюрского—раннемелового возраста, продолжающийся через Восточно-Китайское море в Южную Корею и составляющий одно из звеньев грандиозного Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса, прослеживающегося от Вьетнама до Чукотки и Аляски. Восточно-Китайское море в основном эпиконтинентальное, и лишь вдоль дуги Рюкю протягивается относительно глубокий трог Окинава, представляющий собой рифт на ранней стадии развития.

Как отмечалось, дуга Рюкю находит свое продолжение в центральной зоне Юго-Западной Японии [Кимура, 1984]. Со стороны Японского моря к ней примыкают более внутренние зоны, деформированные в триасе (орогенез Акиёси); на п-ове Хида выступают гнейсы, вероятно, раннедокембрийского возраста, некогда составлявшие, очевидно, единое целое с кристаллическим фундаментом Кореи.

С внешней стороны центральная зона обрамляется зоной Симанто, сложенной мел-палеогеновыми отложениями, деформированными в раннем миоцене. На границе этих зон протягивается раннемеловой вулканоплутонический пояс — еще одно звено Восточно-Азиатского пояса. В Филиппинском море вдоль дуги Рюкю простирается глубоководный желоб Нансей, а вдоль юго-запада Японии — желоб Нанкай с соответствующими зонами Беньофа.

Изменение простираения Японских островов совпадает с крупной зоной разломов — Фосса Магна, — которую продолжает к югу Идзу-Бонинская вулканическая дуга. Северная часть о. Хонсю и юго-западный полуостров о. Хоккайдо сложен мощной толщей палеозойских, начиная с силура, и более мелководных нижнеюрских отложений, среди которых имеются выходы более древних, вероятно докембрийских, метаморфитов и, с другой стороны, офиолитов, свидетельствующих о сложной истории деструкции континентальной и новообразования и обдукции океанической коры. Эта зона пережила две основные эпохи деформаций: одну, соответствующую классическому герцинскому тектогенезу, — в карбоне, и другую — в середине раннего мела. Накопление осадков продолжалось после этого в прибрежных зонах Японского моря и Тихого океана.

Продолжение структур Северного Хонсю и Юго-Западного Хоккайдо усматривается по другую сторону краевого Японского моря — в Сихотэ-Алине. Сложносмятое сооружение Сихотэ-Алиня, в строении которого все больше устанавливается надвигов и сдвигов, примыкает с запада к Ханкайскому докембрийскому массиву, окаймленному палеозойскими (кембрий, девон, пермь) вулканическими поясами. Возраст офиолитов (и тем самым заложения Сихотэ-Алинской геосинклинали) точно неизвестен; он, скорее всего, ранне- или среднепалеозойский. Но выступающие на поверхность мощные терригенные толщи, в верхней части флишевые, относятся в основном к мезозою; они заключают олистолиты с мелководной палеозойской фауной. Основные деформации Сихотэ-Алиня начались в середине раннего мела и закончились к сенону, когда на его восточной периферии начал развиваться краевой вулканоплутонический пояс — еще одно звено Восточно-Азиатского пояса. Он окаймлялся желобом, в котором накопилась мощная терригенная верхнемеловая толща Западного Сахалина, испытывавшая складчатость и превратившаяся в синклиниорий в начале палеогена. Этот синклиниорий продолжается на Хоккайдо, где он известен как синклиниорий Исихари-Румон. С востока на него надвинуто сложное поднятие Центрального Хоккайдо, образованное пермско-мезозойскими до нижнемеловых глубоководными толщами с участием в них офиолитов. Эти толщи испытала метаморфизм от фации глаукофановых сланцев в западной зоне (Камуикотан) до амфиболитового в восточной (Хидака). Поднятие продолжается в пределах Сахалина (п-ов Анива, хр. Сусунайский); в северной, более широкой, части полуострова на него надвинуты с востока более молодые — верхнемеловые — офиолиты, перекрываемые флишево-вулканическими островодужными образованиями; возраст надвигания позднемиоценовый.

Сахалин и Японские острова ныне отделены от Сихотэ-Алиня и Сино-Корейского щита рифтогенной зоны Татарского пролива Японского моря, зарождение которой относится к концу олигоцена—миоцену и сопровождалось отодвиганием к востоку и изгибом Сахалино-Японской дуги. В Японском море имеются две основные глубоководные впадины, возникшие, очевидно, над самостоятельными рифтами и разделенные микроконтинентом банки Ямато. Образование Япономорской впадины сопровождалось базальтовым вулканизмом на ее периферии.

Структуры Сихотэ-Алиня и сливающегося с ним на севере Монголо-Амурского звена Урало-Охотского пояса находят свое продолжение в северо-западной части Охотского моря и на полуостровах Кони, Пьягина, Тайгонос и далее в бассейне р. Анадырь на Чукотке. Они примыкают на северо-западе и срезаются на севере мощным Охотско-Чукотским средне-

меловым вулcano-плутоническим поясом, пограничным между этой поздне-меловой складчатой системой и позднеюрско-раннемеловой Верхояно-Колымской. Мелководная центральная часть Охотского моря отвечает, по всей видимости, глыбе древней континентальной коры, продолжающейся в Юго-Западную Камчатку, где породы раннего докембрия выступают в Среднем и Ганальском хребтах. Этот Охотоморский массив окаймлен с юго-востока и запада мел-палеогеновым вулcano-плутоническим поясом, продолжающимся на Камчатке.

От складчатой системы Сахалина Охотоморский массив отделен относительно глубоководной впадиной Дерюгина, возникшей, вероятно, в миоцене, как и более глубокая, с достаточно типичной океанической корой Южно-Охотская (Курильская) впадина, окаймляющая массив с юго-востока и расположенная в тылу молодой Курильской вулканической дуги. На юге Курильская дуга продолжается на северо-восток о. Хоккайдо до пересечения с зоной Хидака. Северным продолжением Курильской дуги является современный вулканический пояс Восточной Камчатки. Их окаймляет Курило-Камчатский глубоководный желоб с общей для них зоной Беньофа. Они протягиваются на север до сочленения с Командорско-Алеутской вулканической дугой. Таким образом, структура восточной половины Камчатки определяется двумя кайнозойскими дугами: более молодой — восточной — и более древней — центральной.

Западная половина Камчатки возникла на океанической коре — офиолитах верхнеюрского—раннемелового возраста, сменяемых верхнемеловым флишем и кайнозойской молассой. Эта зона продолжается к северу, в центральную часть Корякского нагорья, где ее отделяет от Пенжинско-Анадырской зоны Таловско-Пекульнейская гряда — древняя невулканическая дуга с нижнепалеозойскими офиолитами в фундаменте. В Корякии эта зона построена очень сложно и состоит из нескольких шарьяжных пластин, в подошве которых залегают, обычно в виде меланжа, палеозойские и мезозойские офиолиты. Возраст этих шарьяжей — поздний сенон—эоцен. К востоку от Олюторского залива зона подходит к побережью Берингова моря, окаймляясь Нижнехатырским молассовым прогибом. На северо-востоке Камчатки и в районе Олюторского залива на Западно-Камчатскую — Центральнокорякскую зону со стороны Командорской впадины шарьирован комплекс отложений, начинающийся меловыми офиолитами и включающий палеоген-миоценовые островодужные вулканы и флиш. Возраст шарьяжа позднемиоценовый.

Таково строение Камчатки и Корякии, огибаемых с запада и севера Охотско-Чукотским вулcano-плутоническим поясом. К западу от этого пояса, между ним и Сибирским кратоном, располагается обширная Верхоянско-Колымская складчатая система [Тектоника..., 1976; Геология..., 1981], отделенная от кратона Предверхоянским передовым прогибом, выполненная нижнемеловой угленосной, отчасти верхнемеловой молассой. Большая западная часть системы, сложенная карбонатным шельфовым комплексом нижнего—среднего палеозоя и значительно более мощным и более глубоководным верхнепалеозойско-раннемезозойским (так называемый верхоянский комплекс — от верхнего визе до верхней юры включительно), заложена на древней континентальной коре, представляющей собой прямое продолжение фундамента Сибирской платформы. Степень глубоководности отложений и деструкции континентальной коры возрастает к северо-востоку, к хр. Черского; протягивающаяся в его обрамлении Иньяли-Дебинская зона сложена уже триас-юрским флишем с развитием олистостромов и надвигэв. В хр. Черского на поверхность выступает палеозой, в разрезе которого известны вулканы, вероятно рифтогенные, а в основании — магматиты, близкие к породам офиолитовой ассоциации. В структуре хребта установлены тектонические покровы. Обе зоны на севере по-

ворачивают к северо-востоку, продолжаясь в хр. Полоусном. Их сопровождает с востока вулканическая дуга позднеюрского возраста, а в ее тылу — флишевый прогиб конца юры—начала мела. Пояс гранитных плутонов концентрически огибает вулканическую дугу с запада.

Внутри области, очерченной вулканической дугой, располагается зона, традиционно рассматривавшаяся как Колымо-Омолонский срединный массив. В последнее время возникли сомнения относительно тектонической природы западной части этой зоны — Алазейского нагорья, где обнаружены интенсивно дислоцированные и метаморфизованные среднепалеозойские отложения, но в расположенном восточнее Приколымском поднятии и Омолонском массиве на поверхность выступают глубокометаморфизованные породы раннего докембрия, вплоть до архея, а рифейские и более молодые отложения залегают в виде чехла.

Севернее всей этой области, от западной части Новосибирского архипелага до Чукотки, параллельно побережью Восточно-Сибирского и Чукотского морей простирается Новосибирско-Чукотская геосинклинальная система, граничащая с Верхояно-Колымской по крупному тектоническому шву, подчеркивающему палеозойскими и мезозойскими офиолитами. Явно эвгеосинклинальный характер носит ее южная, Южно-Аннуйская, зона с офиолитами и верхнеюрско-неокомским флишем. Севернее, вдоль побережья, развиты умеренно складчатые миогеосинклинальные карбонатные палеозойские и терригенные триасово-юрские отложения, из-под которых на крайнем востоке, в Чукотском массиве, обнажаются кристаллические образования докембрия. Эта миогеосинклинальная зона отвечает, вероятно, южной окраине континента, платформенная часть которого — Гиперборейская платформа Н.С. Шатского — располагается еще севернее, охватывая северо-восточную часть Новосибирского архипелага (острова Де-Лонга), Чукотский купол и большую часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей. О. Врангеля может находиться в эпипайкальском обрамлении этой древней платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Афоничев Н.А., Власов Н.Г. и др. Геологическое строение Казахстана и Средней Азии // 27-й МГК. Доклады. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 59—72.
- Амантов А.А., Матросов П.С. Геологическое строение Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья // Там же. С. 73—78.
- Вальдия Е.С. Тектоника складчатого обрамления Индийской платформы // Там же. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 89—112.
- Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
- Гатинский Ю.Г., Хатчисон Ч.С., Минь Н.Н., Чи Ч.В. Тектоническая эволюция Юго-Восточной Азии 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 193—207.
- Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.
- Дронов В.И., Абдулла Ш. Тектоника Афгано-Южно-Таджикского сектора азиатской части Тетиса // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 79—88.
- Дымкин А.М., Иванов С.Н., Камалетдинов М.А. и др. Геология Урала // Там же. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 51—58.
- Захаров С.А., Поршняков Г.С. История становления структур Средней Азии и их положение в тектоническом плане юго-запада Азиатского континента // Там же. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 69—78.
- Кимюра Т. Структурные элементы и тектоническая эволюция Японских островов // Там же. С. 174—193.
- Кириллова Г.А., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джендинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 153 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Корреляция нижнепротерозойских стратифицированных комплексов и эндогенных процессов Олекмо-Витимской горной страны и Патомского нагорья. Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1985. С. 37—50.
- Красный Л.И., Шило Н.А., Косыгин Ю.А. и др. Геологическое строение Востока СССР и окраинных морей // 27-й МГК. Доклады. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 93—101.
- Ле Зуй Бать. Офиолитовый аллохтон Шонгма: (Северный Вьетнам) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. № 6. С. 27—36.
- Малич Н.С., Миронюк Е.П., Туганова Е.В. и др. Геологическое строение Сибирской платформы // 27-й МГК. Доклады. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 35—44.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса/

Под. ред. А. Спенсера. М.: Мир, 1977. Т. 1. 452 с.: Т. 2. 477 с.

Миланский Е.Е., Хаин В.Е., Вялов О.С. и др. Основные черты геологического строения и развития Средиземноморского складчатого пояса в пределах СССР // 27-й МГК. Доклады. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 78—93.

Нестеров И.И., Подсогова Л.Л., Рудкевич М.Я., Трофимук А.А. Геологическое строение Западно-Сибирской плиты // Там же. С. 44—50.

Такур В.С. Тектоника области сочленения Гималаев и Каракорума (структурной зоны Инд—Цангпо) // Там же. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 113—123.

Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 138 с.
Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. 244 с.

Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1976. 196 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 359 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1983. 292 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хуан Цицинь (Т.К. Хуанг). Новые данные по тектонике Китая // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 11—24.

Чанг Ченгфа, Пан Юшен. Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шинцзянского (Тибетского) плато // Там же. С. 159—174.

Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. Т. 1.

Шиоо Шучанг, Гао Янлин. Тектоническая эволюция Тетис-Гималаев в Китае // 27-й МГК. Доклады. Т. 5. Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. С. 150—158.

Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г. Основные проблемы тектоники Азии // Там же. С. 3—10.

Gutic M., Monod O., Poisson A., Dumont I.F. Géologie des Taurides occidentales // Mém. Soc. géol. France. 1979. N 137.

Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region // Geol. Surv. Profess. Pap. 1979. N 1078. 345 p.

Stöcklin I. Geology of Nepal and its regional frame // J. Geol. Soc. 1980. Vol. 137. P. 1—34.

Sun D., Lu S. A subdivision of the Precambrian of China // Precamb. Res. 1985. N 2. P. 137—162.

Tectonic map of China. Scale 1:4 000 000 / Ed. Chen Guoda. Beijing, 1979.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южная Америка, начиная от Панамского перешейка и включая ряд архипелагов (Огненная Земля, Фолклендские (Мальвинские) острова и др.), занимает площадь около 18 млн км². Вдоль ее западного побережья тянется длиннейшая горная система — Анды, остальная часть материка представляет собой равнину, на которой возвышаются Гвианское нагорье на севере и Бразильское плоскогорье на востоке. Эти орографические особенности континента отражают его тектоническое строение. Основной частью материка является древняя Южно-Американская платформа, ограниченная с северо-запада и запада молодыми складчатыми сооружениями (рис. 10).

ЮЖНО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Платформа занимает северную, восточную и центральную части материка; на северо-западе она окаймлена Карибской горной системой, на западе — Северными и Центральными Андами. Местами, в частности на отрезке от Эквадора до севера Аргентины, их разграничивает Предандский (Субандский) краевой прогиб, в других случаях граница менее определена. С юга, по-видимому вдоль долины р. Рио-Колорадо, с ней граничит более молодая Патагонская платформа (см. ниже). Докембрийский кристаллический фундамент Южно-Американской платформы обнажается на обширных площадях Гвианского, Центральнобразильского и Атлантического щитов, а также в небольших массивах в Парагвае и Аргентине.



Рис. 10. Главные тектонические элементы Южной Америки

Кристаллические образования Гвианского и Центральнобразильского щитов, массивов Апа и Мисьонес в Парагвае образуют Амазонский кратон¹. Его продолжением к югу является, очевидно, кратон Рио-де-ла-Плата, охватывающий южную часть Уругвая и провинцию Буэнос-Айрес. Западное ограничение Амазонского кратона погребено под чехлом, а восточное частично совпадает с одной из важнейших структурных линий континента, протягивающейся к югу от устья Амазонки до залива Ла-Плата. Эта линия выделяется приуроченными к ней глубинными разломами, основными и ультраосновными интрузивными породами, проявлениями вулканизма, краевыми впадинами. Она отделяет более древний кратон от переработанных в позднем докембрии обширных областей на востоке.

К древнейшим образованиям Амазонского кратона относится комплекс Иматака в Венесуэле, возраст которого 3000, а возможно, и 3400 млн лет [Hurley et al., 1972]. С ним предположительно сопоставляются комплексы Рупунуни в Гайане, Бакуис-Фалаватра в Суринаме и Иль-де-Кайенн во Французской Гвиане. Более древние породы на севере Гвианского щита переработаны во время эпизода Арознсис (2750—2650 млн лет).

Более молодые образования — трансамазонского цикла — хорошо изучены по северному краю Гвианского щита. Эти породы, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой, или гранулитовой, фации, включающие вулканиты и синтетектонические гранитоиды, подразделяются на два комплекса. Нижний представлен более метаморфизованными и гранитизированными породами, в основном древнее 1900 млн лет, а верхний — молассоидными породами (серии Хаймарака в Гайане, Орапу в Гвиане, Армина в Суринаме), а также кислыми вулканитами. Некоторые карибские гранитоиды Гвианы, имеющие возраст около 1900—1800 млн лет, связаны, вероятно, с последними эпизодами трансамазонского цикла. Однако в большинстве районов Бразилии трансамазонские комплексы не отделяются достаточно четко от более древних, так как трансамазонский цикл, очевидно, являлся прежде всего тектоно-термальным событием с внедрением большого количества гранитов. Примером может служить серия Сьерра-до-Карайя с кварцитами, сланцами, полосчатыми железными рудами и метабазитами, имеющая характер зеленокаменного пояса, которая была метаморфизована около 2000 млн лет назад и прорвана гранитоидами с возрастом 1830 млн лет. Возраст этой серии может быть даже архейским: зеленокаменными поясами сейчас признаны несколько архейских и нижнепротерозойских комплексов щитов Южно-Американской платформы.

В позднем докембрии, в интервале от 1800 до 1000 млн лет, Амазонский кратон пережил длительный период тектонической нестабильности и активизации магматизма. Произошел ряд тектоно-магматических событий, охвативших разные части кратона: интенсивное разрывообразование, вулканизм (кислый, средний, отчасти основной), внедрение гранитоидов, в том числе рапакиви [Amagal, 1974; Montalvao, 1976]. Одним из наиболее древних платформенных чехлов континента является серия Рораима (около 1800—1700 млн лет) с обломочными осадками и кислым—средним вулканизмом [Keats, 1974].

Начиная с рубежа 1000 млн лет процесс переработки более древних структур становится активнее. На значительной площади к востоку от Амазонского щита установился геосинклинальный режим, продолжавшийся до кембрия, а в Бразилии, возможно, даже до начала ордовика. Однако позднедокембрийская регенерация не затронула кратон Сан-Франсиску — обширную область в 650 тыс. км² в штатах Минас-Жерайс и Баия [Almeida, 1977]. Этот кратон

¹ Под этим названием понимается область добразильской (т.е. примерно добайкальской) консолидации [Almeida et al., 1978].

сложен древнедокембрийскими породами, включающими местами архейские зеленокаменные пояса, частично переработанные в трансamazonское время. В первую половину позднего докембрия кратон был перекрыт мощными обломочными толщами серии Шапада—Диамантина, смятыми местами в линейные складки (Баия). Уруасуанскому циклу (до 1000 млн лет назад) обязаны своим появлением складчатый пояс Эспиньясу в штатах Минас-Жерайс и Баия и Уруасуанский складчатый пояс в штате Гояс. Эти пояса сложены обломочными метаосадками и небольшим количеством вулканитов в зеленосланцево-амфиболитовой фации метаморфизма. К ним приурочены серпентинизированные ультрабазиты и редкие интрузии гранитоидов. Пояс Эспиньясу трактуется иногда как продолжение платформенного чехла, дислоцированного во время уруасуанского цикла.

Складчатые образования бразильского цикла (1000—500 млн лет) встречаются вместе с переработанными добразильскими комплексами, испытавшими изотопное омоложение на уровне 600—500 млн лет назад. Эти более древние породы — гранитогнейсы, чарчokitы и мигматиты — часто имеют возраст выше 2600 млн лет. Строение складчатых зон бразилид меняется в зависимости от их положения относительно кратона. Вблизи него пояс сложен карбонатными миогеосинклинальными породами с зеленосланцевым метаморфизмом, уменьшающимся с приближением к кратону. Позднетектонические интрузии гранитоидов редки. Линейные складки параллельны краям кратона и часто надвинуты на него — например, краевой пояс Парагвай—Арагуая, который окаймляет Амазонский кратон и прослеживается более чем на 2500 км. Севернее 14° ю.ш. этот пояс сложен метаморфическими породами суперсерии Альто Арагуая, возраст которой признается сейчас уруасуанским [Nassui et al., 1977]. Породы этой серии испытали влияние тектоно-термальных процессов и внедрение гранитных интрузий бразильского цикла. Интрузии основных и ультраосновных пород связаны с протяженной системой глубинных разломов. К югу от этой параллели происходит переход от геосинклинальных складчатых структур бразильского возраста к деформированному чехлу края Амазонского кратона. Эта смена наблюдается в краевых впадинах с обломочными и карбонатными породами, в которых линейная складчатость ослабевает в направлении кратона, а сами впадины пересечены крупными взбросами. В самом же поясе могут быть выделены ранние и поздние бразилиды, разделенные угловым несогласием.

С удалением от кратона на северо-востоке, юго-востоке и юге Бразилии и на востоке Уругвая характер бразильской складчатости меняется. Отдельные складчатые системы разделены здесь срединными массивами или крупными антиклиналями с добразильским основанием. В ходе нескольких фаз тектогенеза они были смяты в линейные складки северо-восточного простирания без отчетливой региональной вергентности. Породы часто мигматизированы, но, кроме того, подверглись слабому (зеленосланцево-амфиболитовому) метаморфизму при низких—средних давлениях, приуроченному, как и синтетонические граниты, к рубежу 650—600 млн лет. Основной магматизм играл гораздо меньшую роль. В конце цикла (и вплоть до ордовика) в краевых частях складчатых зон местами возникли впадины, выполненные в основном континентальной молассой. Она не смята в складки, но затронута разрывами. В интервале 640—550 млн лет имел место интенсивный кислый—средний вулканизм, сопровождавшийся внедрением интрузий гранитов и гранодиоритов. Широко распространены позднебразильские разломы, особенно крупные поперечные сдвиги. Раскол кратона в результате бразильских движений обусловил заложение амазонской синеклизы, разделяющей Гвианский и Центральнобразильский щиты вдоль долины Амазонки. В целом же можно считать, что окончательная консолидация фундамента платформы произошла в конце бразильского цикла.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Чехол Южно-Американской платформы распространен прерывисто. Он развит вдоль западного края платформы, в ее южной части в виде узких полос вдоль Амазонки и местами по побережью. Иногда, например на Гвианском и Центральнобразильском щитах и платформенном блоке Сан-Франсиску, метаморфический фундамент перекрыт породами упоминавшейся выше серии Ро-раима и подобными ей обломочными осадками позднего докембрия. С их накоплением связаны и интенсивные проявления кислого—основного вулканизма. В кратоне Сан-Франсиску и в обрамлении Амазонского кратона залегают обломочные и карбонатные породы, накопление которых происходило синхронно с образованием бразильских складчатых поясов по периферии кратонов.

Однако более или менее сплошной разрез чехла начинается с силура. Наиболее полно он развит в синеклизах Амазонской, Паранаиба, Чако и Парана, где достигает мощности 5000 м. Но еще более значительна мощность чехла в перикратонной зоне, обрамляющей платформу с северо-запада и запада. Так, в прогибе Ориноко, к северу от Гвианского щита, подошва участвующих в строении чехла третичных отложений погружается до отметок глубже минус 5000 м, а к западу от щита, на границе с северной частью Восточной Кордильеры, — глубже минус 4000 м. Аналогичным образом подошва меловых отложений на границе платформы с Субандским прогибом располагается глубже минус 6000 и даже минус 8000 м (в верховьях Амазонки). Эти данные убедительно свидетельствуют об активном погружении зоны перикратонных опусканий платформы, примыкавшей к молодой геосинклинали Анд в мезозое и кайнозое. Другие же блоки платформы испытали сильное поднятие (например, массивы Сьерра-Пампа и Кордоба на севере Аргентины).

Наконец, значительной мощности платформенный чехол достигает в ряде периконтинентальных краевых прогибов, также испытавших активное погружение в связи с развитием Атлантического океана. В такое погружение, например, оказались вовлечены впадины Маражу (самая восточная впадина Амазонской синеклизы) [Rezende, Ferradaes, 1971] и Реконкаво [Asmus, Ponte, 1973] с мощностью осадков более 5000 м.

В чехле можно выделить два комплекса, соответствующих этапам его формирования. Первый включает морские осадки силура и девона, континентально-морские карбона, континентальные перми и триаса. Время их накопления — это период возрастающей стабильности платформы. Второй комплекс — послетриасовый, в Амазонской синеклизе, возможно, начинающийся с пород триаса. Он формировался в условиях тектоно-магматической активизации, в связи с чем появились ограниченные разломами впадины по побережью и на континентальных окраинах. Неморские позднеюрские—раннемеловые доаптские осадки в этих впадинах сменяются в апте—альбе преимущественно морскими. По всей платформе интенсивно проявлялся толситовый трапповый магматизм, особенно в синеклизе Параны, где мощность толщи базальтов превышает 1500 м. В Бразилии, Уругвае, Парагвае и Боливии известно более 100 массивов щелочных и щелочно-ультраосновных интрузий и вулканитов, возраст которых изменяется от юрского до эоценового. С некоторыми из этих массивов связаны карбонаты и кимберлиты — источники алмазов.

Гипабиссальная интрузия щелочного гранита сенонского возраста в Кабо (штат Пернамбуко) связана с вулканизмом. Мезозойско-кайнозойские породы чехла маскируют западную границу Амазонского кратона и перекрывают синеклизу Чако.

ПАТАГОНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Значительную часть внеандской территории Аргентины занимает Патагонская платформа, примыкающая с юга к Южно-Американской платформе. Южно-американские геологи склонны рассматривать ее как молодую плиту, фундамент которой консолидировался лишь в позднем палеозое, т.е. имеет каледонско-варисский возраст. На крайнем юге ее и Андскую цепь разделяет краевой Магелланов прогиб.

Фундамент плиты почти повсеместно погребен; выходы его известны лишь в массиве Сомун-Кура на севере, в провинциях Санта-Крус, Чубут, по южной окраине бассейна Колорадо и т.д. Его слагают породы со слабой и средней степенью метаморфизма либо метаморфизованные толщи верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя (филлиты, песчаники, кремнистые сланцы, мраморы). Например, в Сьерра-Гранде (близ зал. Сан-Матнас) вскрыты филлиты с венлокскими окаменелостями [Müller, 1964]. На Мальвинских островах (мыс Мердит) обнажаются метаморфические и интрузивные породы позднего докембрия [Cingolani, Varela, 1976]. Отложения в диапазоне от карбона до триаса вскрываются редко. В карбоне и перми внедрялись гранитоиды, а кислый вулканизм был особо интенсивным между пермью и триасом [Llambias, Leveratto, 1975]. Местами он связан с континентальной молассой и прослеживается от северного края плиты (провинция Ла-Пампа) до Санта-Крус. В южной части плиты (внеандская Патагония) под преимущественно меловым—кайнозойским чехлом расположена протягивающаяся к северо-северо-западу впадина Тепуэль—Десеадо, заполненная толщей морских осадков карбона и перми мощностью свыше 5000 м [Lesta, Ferello, 1972].

С синемюра до байоса на значительной части плиты развивалась морская трансгрессия. Затем имела место регрессия моря с последующим интенсивным кислым вулканизмом (серии Пампа-де-Агнна, Чон-Айке и др.), проявившимся по всей плите к югу от 40° ю.ш. Заметные тектонические движения связаны с мальмской (арауканской) фазой в Андах. Заложение густой сети крупных разломов привело к образованию впадин (бассейнов) Колорадо, зал. Сан-Хорхе, Вальдес, Магеллановой и др. С позднего палеозоя массив Сомун-Кура представляет собой область поднятий [Stipanic, Methol, 1972]. Примечательно, что перечисленные впадины почти одновозрастны впадинам древней Южно-Американской платформы, также испытавшим максимальное погружение в мелу. Например, во впадине зал. Сан-Хорхе залегает около 6000 м преимущественно континентальных осадков. Нижняя толща (верхняя юра—нижний мел) имеет мощность около 2500 м. Ее перекрывает начинающаяся с отложений валанжина серия Чубут. Седиментация прерывалась сенонским несогласием и завершилась в маастрихте [Lesta, Ferello, 1972].

Во впадине Колорадо, в основном перекрытой морем, мощность осадков, отлагавшихся в континентальной и неритовой обстановке с раннего мела до палеоцена, достигает, вероятно, также 6000 м. Магелланов прогиб, являющийся фактически передовым прогибом Патагонских Анд и Магеллановой Кордильеры, заполнен меловыми и третичными отложениями мощностью 8000 м [Russo et al., 1980], при этом верхний мел—плиоцен представлены большей частью морской или континентальной молассой. На значительном расстоянии от Анд эти осадки залегают почти горизонтально, но при приближении к горам усиливаются деформации в виде складок и разломов, что отражает тектонические фазы многоэпизодного развития. В кайнозое платформенные деформации были слабее, чем в мелу.

В палеоцене в результате опускания восточной части провинции Чубут и севера провинции Санта-Крус воды Атлантики перекрыли платформу вплоть до северо-восточной периферии массива Сомун-Кура, включая и часть впа-

дины зал. Сан-Хорхе, где осадки этого возраста (серия Саламанка) являются наиболее мощными. Эта же трансгрессия достигла восточных и северных границ массива Сомун-Кура. Однако сам массив сохранился как положительный элемент: в эоцене он был, как и Анды, ареной андезитового вулканизма. Интенсивный, большей частью базальтовый вулканизм имел место на всей плите в интервале от миоцена до четвертичного периода. В настоящее время плита испытывает восходящее движение, о чем свидетельствуют плиоцен-четвертичные террасы на Патагонском побережье.

СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ АНД И КАРИБСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ—ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Молодые складчатые сооружения Анд сформировались на континентальном фундаменте, представленном разобщенными выходами пород позднего докембрия. Первоначально осадочные и вулканические, они испытали метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, местами мигматизированы и прорваны гранитными и другими интрузиями. Их не всегда можно отделить от сходно метаморфизованных пород палеозоя, например на побережье Чили между Вальпараисо и п-овом Тайтас и на крайнем юге Чили и Аргентины. На северо-западе Аргентины (в Восточной Кордильере, Прекордильере и Пуне), а также в прилегающих областях Чили, Боливии и Перу (в кордильерах Вилькабамба и Хункар) докембрий с угловым несогласием перекрыт слабоили неметаморфизованными породами нижнего палеозоя. На юге Перу додевонские породы Береговой Кордильеры имеют возраст 680—640 млн лет [Stewart et al., 1974] и даже (гранулиты) 1811 млн лет [Cobbing et al., 1977]. Близкие породы условно относят к докембрию в Эквадоре (побережье и Восточная Кордильера) и в Колумбии (Сьерра-Невада-де-Санта-Марта, п-ов Гуахира, Восточная и Центральная Кордильеры). Местами их возраст достигает 1300—1400 млн лет [Macdonald, Hurley, 1969], что говорит о наличии добразильских элементов в основании Андской Кордильеры. Сходные выходы описаны в массиве Сан-Квентин, Карибской Кордильере (Венесуэла) [Bellizzia, 1973].

Это свидетельствует о заложении большей части фанерозойского складчатого пояса Анд на фундаменте, испытавшем геосинклинальное развитие в конце докембрия и, может быть, в кембрии, в ходе чего был, очевидно, переработан субстрат, созданный в течение трансамазонского цикла; такая ситуация имеет место на Южно-Американской платформе к востоку от Амазонского кратона.

Значительно лучше по сравнению с более древними структурами распознается в Андах палеозойский складчатый пояс. Он сложен в северной части Центральных Анд мощной (до 15 км в Боливии) толщей морских терригенных пород нижнего и среднего палеозоя, отлагавшихся по краю Южно-Американской платформы [Mégard et al., 1971]. Осадки состоят в основном из флиша с редкими вулканами; офиолиты отсутствуют. К верхнему палеозою в Перу относятся мощные морские толщи [Newell et al., 1953], переходящие в Боливии и Северной Аргентине в континентальные. Раннепалеозойские движения не привели здесь к складкообразованию, но обусловили перерыв в осадконакоплении между ордовиком и силуром. Позднедевонские деформации были более сильными и вызвали образование широких складок северо-западного простирания к северу от 16° ю.ш. и меридиональных — южнее, менее интенсивных с приближением к форланду и массиву Аре-

кипа. Палеозойские породы, обычно испытавшие зеленосланцевый метаморфизм, сменяются молассой миссисипского возраста (серия Амбо в Перу), с которой связан андезит-риолитовый вулканизм. Заключительная фаза деформаций (среднепермская в Перу и, видимо, в Боливии) фиксируется вертикальными перемещениями блоков. В Перу ко времени этих деформаций приурочен андезит-риолитовый вулканизм, связанный с мощной континентальной красноцветной молассой верхней перми (серия Миту). К югу от 14° ю.ш. с этой же фазой связано образование крупных складок в Боливии и Перу и внедрение гранитных плутонов (Перу).

Важна роль палеозойской складчатости и в Северных Андах, в их центральной и восточной зонах, где отмечаются следы двух фаз, аналогичных перуанским. Отчетливо проявились палеозойские движения в Колумбии. Кембрий и ордовик здесь выражены морскими осадками края Южно-Американской платформы, отложившимися в геосинклинали, внешняя зона которой охватывала Восточную Кордильеру, Сьерру-де-Периха, массив Сантандер и Сьерру-Невада-де-Санта-Марта [Irving, 1971]. Внутренняя зона этой геосинклинали расположена западнее, но вскрывается редко. В департаменте Сантандер нижней палеозой обнаруживает проявление додевонской фазы складчатости. В Сьерре-Невада-де-Санта-Марта и Центральной Кордильере тектонические деформации имели место в самом конце палеозоя или начале триаса. С этой же фазой связаны слабые деформации и метаморфизм пород девона—перми и позднепермский триасовый плутонизм Венесуэльских Анд.

В южной части Центральных Анд палеозойская складчатость проявлена на побережье Чили к северу от 33° ю.ш., во фронтальной Кордильере, Прекордильере и блоке Сан-Рафаэль в Аргентине. Этот сектор принадлежит крупной геосинклинальной системе, отчасти не зависящей от системы, развитой в секторе Перу—Боливия, от которой она отделена погребенным поднятием, соединяющим массив Арекипа с грядами Сьерры-Пампа Аргентины [Aubouin, Borrello, 1970].

Геосинклиналь тянется вдоль западного края Южно-Американской платформы. В Прекордильере (миогеосинклинальной зоне, связанной с форландом) распространены карбонатные породы от нижнего кембрия до лланвиерна [Borrello, 1969]. Мощная толща пелитов расположенной западнее эвгеосинклинали насыщена офиолитами; эта эвгеосинклиналь охватывает западную часть Прекордильеры, Фронтальную Кордильеру, Чилийскую Береговую Кордильеру (Лос-Вилос). В интервале между силуром и нижним карбоном здесь развит флиш, в то время как верхний карбон представлен молассой, которая в перми и триасе в виде красноцветной и континентальной молассы распространяется на форланд [Furque, 1972]. Магматизм представлен инициальной офиолитовой фазой (между кембрием и силуром), внедрением гранитов, кислым—средним вулканизмом и поздним плутонизмом, связанным с пермско-триасовой молассой. Наконец, базальтовый финальный вулканизм имел место в триасе и ранней юре. Вулканизм Фронтальной Кордильеры и Прекордильеры и формирование молассы связаны с блоковыми движениями в карбоне и ранней перми [Caminos, 1979].

Чилийская Береговая Кордильера к югу от 33° ю.ш. сложена метаморфитами и гранитами, вероятно частично докембрийскими, хотя и затронутыми несколькими фазами палеозойского диастрофизма. К югу от 48° ю.ш. можно выделить переработанные ранне-, а также позднепалеозойские складчатые пояса.

Основной для Анд пояс мезозойско-кайнозойской складчатости охватывает территорию Чили, запада Аргентины, Боливии, Перу, Эквадора, Колумбии, северо-запада и севера Венесуэлы. В нем выделяются следующие секторы: Карибская система — на севере, зона Северных Анд (Венесуэла, Колумбия, Эквадор) и Центральные Анды — цепь, протягивающаяся от изгиба Уанкабамба между Эквадором и Перу приблизительно до 40—42° ю.ш. Здесь северные лиминарные Анды отделены от южных геосинклинальных Анд, состоящих из Патагонских Анд и Магеллановой Кордильеры [Aubouin et al., 1973], грядой домезозойского фундамента — так называемой осью Консепсьон или Чубут [Aubouin, Borrello, 1970].

В Андах выделяется также серия меридиональных геоморфологических зон, обязанных своим возникновением новейшей тектонике, а не предыдущему тектоническому развитию. Некоторые зоны представляют собой блоки, испытавшие поднятие на протяжении большей части андского цикла: Центральная Кордильера Колумбии, Кордильера-Реаль (или Восточная Кордильера) в Эквадоре, Береговая зона Перу и т.д. Другие зоны представляют собой грабены, опускавшиеся в разное время, особенно с мела, например внутриандские депрессии Чили, Перу, Венесуэлы (зал. Маракайбо). Зона перехода от складчатых цепей Анд к Южно-Американской платформе представлена Предандской системой краевых прогибов. Таким же элементом является Магелланов передовой прогиб — переходный элемент между Кордильерой и Патагонским форландом.

КАРИБСКАЯ СИСТЕМА

Карибская система сформировалась в геосинклинальных условиях на севере Венесуэлы и представляет собой южный фланг Антильской островной дуги в восточной части Карибского моря. Многочисленные гравитационные шарьяжи, направленные к югу, а также большое количество сдвигов затрудняют изучение тектоники области [Königsmark, 1965; Bell, 1968; Bell, Peirson, 1969]. В основании разреза Береговой Кордильеры залегают палеозойские метаморфиты, перекрытые верхнеюрскими—меловыми отложениями платформенного типа с подчиненными вулканитами (серии Каракас и Вилья-де-Кура). Севернее, в зоне Маргарита и ряде других, примерно на том же уровне развиты офиолиты, затронутые метаморфизмом высокого давления эклогитовой и глаукофановой фаций. Вторая половина раннего мела (альб [Piburn, 1967]) была эпохой метаморфизма этих осадков в зеленосланцевой—эпидот-амфиболитовой фации, интенсивность которого возрастала к северу и югу от Баркисимето. В сеноне и палеоцене начались интенсивные деформации с поднятием Береговой Кордильеры и смещением гравитационных шарьяжей к югу. В палеоцене и эоцене в южной части складчатого пояса отлагался флиш с олистостромами. Новые движения в конце эоцена сменились в миоцене и плиоцене накоплением молассы в межгорных впадинах. Мезозойский магматизм, синхронный развитию складчатого пояса, представлен большей частью гранитными плутонами, а также основным и ультраосновным, иногда подводным вулканизмом.

СЕВЕРНЫЕ АНДЫ

Северные Анды делятся продольным хребтом на две области (Кордильера-Реаль в Эквадоре и Центральная Кордильера в Колумбии). Деформированные породы докембрия и нижнего палеозоя с различной, от низкой до высокой, степенью метаморфизма залегают в этом осевом хребте. Начиная с мела, он испытал поднятие относительно смежных районов. В конце мела после-

довало внедрение гранитов, а с миоцена — интенсивный, большей частью андезитовый вулканизм, продолжающийся и сейчас в Колумбии и Эквадоре. К западу от Внутриандского хребта расположена область линейных прогибов, развившихся на океанической коре. В этой области широко развиты мощные подводные основные лавы мелового возраста и подстилающие их офиолиты [Butterlin, 1969], включая ультрамафиты, выступающие в фундаменте Береговой Кордильеры в Колумбии. Вулканы местами перекрывают осадочные, может быть триас-юрские (серия Дагуа в Колумбии) слабометаморфизованные породы [Geyer, 1973]. Маастрихтские движения создали в Эквадоре местный флишевый бассейн, а в палеоцене произошло поднятие Кордильеры-Реаль.

Развитие области к востоку от Внутриандского хребта выразилось в образовании на более древней континентальной коре линейных прогибов, разделенных массивами с домеловыми структурами, обнаруживающими тенденцию к поднятию (Гарсон, Сантандер, Мерида и др.). Эта восточная область включает Восточную Кордильеру Колумбии и ее продолжение на востоке Эквадора, вместе с антиклиналью Напо, Кордильерой-Котуку и Кордильерой-дель-Кондор, протягивающейся в Перу. Северные отроги Восточной Кордильеры также могут считаться частью этой области, равно как и Сьерра-де-Периха, и Кордильера-де-Мерида Венесуэльских Анд. Прогибы заполнены морскими осадками (начиная с титона), подстилаемыми эвапоритами верхней юры и красноцветами и вулканитами триаса—юры. Меловые отложения обычно представлены карбонатными породами, флиш отсутствует.

Титонско-меловой морской бассейн Кундинамарка, в пределах которого расположена Богота, имеет необычно большую мощность осадков, местами до 16,7 км [Bürgl, 1964].

Движения на рубеже мела и палеоцена привели к смене морских условий в Восточных Андах континентальными [Julivert, 1973] и дали толчок накоплению молассы. Внутриандские впадины, в ряде случаев заполненные миоценовыми отложениями, развивавшиеся в основном между миоценом и четвертичным периодом, связаны с вертикальными движениями, в частности с разломами разных типов. В позднем миоцене и плиоцене все толщи были охвачены разрывной тектоникой. Меловые и третичные гранитоиды в Восточных Андах, встречающиеся между Внутриандским хребтом и внешними зонами складчатого пояса, пока не получили точной датировки.

Деформации восточной части Северных Анд также точно не датированы, но наиболее существенные относятся к среднему эоцену в Сьерре-Невада-де-Санта-Марта и на западе о. Гуахира [Irving, 1975]; аналогичное значение имеют деформации на рубеже миоцена—плиоцена в восточной части цепи. Складчатая система была сжата этими более поздними движениями в направлении к Южно-Американской платформе; образовалась серия крупных взбросов—надвигов [Faucher, Savoyat, 1973]. В миоцене начался андезитовый вулканизм в Центральной Кордильере, в долинах рек Магдалена и Каука в Колумбии, а также в Западной Кордильере, в Кордильере-Реаль и во внутриандских депрессиях в Эквадоре. В последних он продолжается и в настоящее время.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ АНДЫ

Центральные Анды состоят из северного сегмента (Перу, Боливия, север Чили) и южного (Чилийско-Аргентинская цепь). Андские структуры, параллельные цепи на севере, т.е. имеющие северо-западное простирание, становятся меридиональными вблизи 18° ю.ш. Южный сегмент имеет север-северо-восточное простирание, согласное с простиранием плиоцен-четвертичных разломов.

В северном сегменте Анд (в Перу) осадконакопление началось в позднем триасе и продолжалось до позднего мела, заполняя параллельные основному

направлению прогибы, разделенные зонами поднятий, иногда возвышающихся над уровнем моря. Осадки — большей частью обломочные, без флиша — протягиваются в субандскую область Перу; максимально распространены по площади отложения коньяка. Карбонатные породы встречаются часто. Начиная с триаса, осадконакопление сопровождал интенсивный андезит-базальтовый вулканизм. Плоскогорье Альтиплано и Восточная Кордильера сохранили свою тенденцию к поднятию. Кампанское складкообразование обусловило регрессию моря до современных рубежей; началась континентальная красноцветная седиментация [Audebaud et al., 1973]. С позднего мела несколько фаз складчатости затронули северный сегмент Центральных Анд. Это прежде всего предмаастрихтская (перуанская) фаза, наиболее отчетливая в прибрежной полосе и затухающая в восточном направлении, к форланду. Затем от конца мела до эоцена преобладали вертикальные движения. Наиболее значительное складкообразование — инкская фаза — произошло в Перу в интервале от среднего эоцена до раннего олигоцена, не охватив, однако, ни Береговой, ни Субандской зоны. Межгорные впадины боливийского Альтиплано и юга Перу начали погружаться в олигоцене. В некоторых из них накопилось до нескольких тысяч метров континентальных осадков. Восточная Кордильера сохраняла возвышенное положение и поставляла обломочный материал в эти бассейны и Субандский прогиб, в котором начиная с юры отлагались континентальные осадки.

Северный сегмент Центральных Анд претерпел складчатость в среднем миоцене и раннем плиоцене — фаза Кечуа, несколько различающаяся по возрасту в различных местах. Складчатость была умеренной в Западной Кордильере, равно как в Альтиплано и в Восточной Кордильере, и более интенсивной в Субандской зоне, охваченной складкообразованием только в эту фазу [Audebaud et al., 1973], затронувшим согласно залегающие толщи палеозоя—мезозоя и даже нижнего плиоцена. Интенсивное разрывообразование привело к возникновению ряда чешуй, надвинутых на форланд, особенно в Боливии.

В Западной Кордильере, на побережье Перу и Чили, между юрой и плиоценом имели место несколько периодов интенсивного известково-щелочного плутонизма, с внедрением интрузий гранодиоритов, диоритов, тоналитов и адаметлитов. Некоторые из них связаны с поздней фазой главной складчатости. В Восточной Кордильере некоторые интрузии диоритов и адаметлитов относят к андскому циклу. В Субандской зоне интрузий нет.

Интенсивный вулканизм — большей частью андезитовый, с подчиненными риолитами, дацитами и базальтами — проявлялся в Андах неоднократно, начиная с позднего триаса. В мезозое он происходил в основном в прибрежных районах Перу и на севере Чили, сопровождаясь осадконакоплением в линейных прогибах. В третичное время вулканизм был очень интенсивным на западе Перу и севере Чили, в Боливии; его развитие шло одновременно с накоплением молассы. Доплиоценовые вулканы подверглись складкообразованию в течение одной или нескольких фаз деформаций. Преимущественно андезитовый плиоцен-четвертичный вулканизм продолжается и сейчас. Он охватывает большую часть Западной Кордильеры, отмечается в Восточной Кордильере и Альтиплано, но не наблюдается в Субандской зоне.

На юге Центральных Анд расположены линейные зоны: западная внешняя, которая оканчивается на крайнем севере чилийского побережья, и восточная внутренняя, протягивающаяся в Аргентину. От лейаса до середины мела внешняя зона была местом осадконакопления, сопровождавшегося интенсивным вулканизмом. Ее охватили подвижки во время арауканской (оксфорд—кимеридж) и перуанской фаз, но лишь последняя вызвала формирование крупных угловых несогласий. В вулканогенно-осадочной толще мела Береговой Кордильеры в

центральной части Чили фиксируются проявления метаморфизма зеленосланцевой и пренит-пумпелиитовой фаций [Levi, 1970].

Морские осадки юры—нижнего мела — обломочные с карбонатами и эвапоритами — во внутренней линейной зоне менее мощные, чем во внешней, и не содержат вулканитов. На восток, в направлении к форланду, фации становятся переходными и даже континентальными. Сжатые складки и крупные несогласия проявились особенно заметно в Главной Кордильере в результате складчатости, по-видимому, позднемелового и заведомо домаастрихтского возраста. Эти деформации сопоставляются с перуанской фазой на севере. После отступления моря образовались позднеандские впадины, заполненные преимущественно континентальными молассоидными осадками. В некоторых впадинах присутствуют мощные вулканиты (например, серии Фареллонес, Абанико в Чили). В других впадинах, расположенных вдоль современного побережья (Араука, Консепсьон, Кирикина), накапливались морские осадки и вулканизма не было. Позднеандские впадины были охвачены складчатостью в течение ряда сенон-палеоценовых фаз, но в основном в инкскую фазу (средний эоцен—ранний олигоцен). Эта фаза широко проявлена в южном сегменте Центральных Анд, где с нею связаны интрузии гранодиоритов и диоритов. Фаза Кечуа имела место между поздним миоценом и ранним плиоценом и хорошо выражена в восточной части Анд, где вызвала образование складок и взбросов одновременно с аналогичными деформациями в северном сегменте Центральных Анд [Aubouin et al., 1973]. Тогда же внедрились субвулканические микрограниты и дациты. В северной части Чили и в Аргентине были широко распространены покровы игнимбритов. Согласно данным [Aguirre et al., 1974], мезозойский вулканизм имел место в Чили между орогеническими фазами.

Плиоцен-четвертичная разрывная тектоника по-прежнему активна. Продолжается формирование современных кордильер. Происходит опускание ряда впадин, заполняющихся континентальными осадками (Пампа-де-Тамаругаль и Центральная долина Чили [Weil, 1979], а также прогибы к востоку от Анд, в Аргентине). Начавшийся в плиоцене интенсивный вулканизм с базальт-андезитовым составом излияний в настоящее время особенно активен. Вулканические продукты неравномерно развиты в Кордильере к северу от 28° ю.ш., распространяясь отсюда в Перу и в Боливию. Эв- и миогеосинклинали андского цикла, заложившиеся на фундаменте, включающем палеозойские и даже докембрийские метаморфические и изверженные породы, постепенно меняют меридиональное простирание на широтное в Магеллановой Кордильере и на Огненной Земле.

Мало сведений об эвгеосинклинальной области, где морские верхнеюрские—нижнемеловые осадки серии Яган содержат синседиментационные базальты (пиллоу-лавы), например, на Огненной Земле [Suarez, 1971]. Мощный флиш накапливался в среднем мелу. Деформация могла иметь место в поздней юре, и с нею связаны интрузии гранитов. Важную роль, особенно на Огненной Земле [Katz, 1973], играли движения, продолжавшиеся с середины мела (Перуанская фаза) до позднего мела—начала третичного периода (ларамийская складчатость) и приведшие к образованию складок и надвигов. В эвгеосинклинальной зоне с альбско-сантонской фазой складчатости связаны интенсивный метаморфизм (высокого давления и низкой температуры) и широко развитые интрузии синтетектонических гранитов. Накопление молассоидных образований началось в мелу и продолжалось в эоцене, распространяясь и на миогеосинклиналь: оно отражает первое поднятие цепи во внутренней зоне.

В миогеосинклинальной области накопление морских осадков началось в оксфорде и включает мощные апт-кампанские флишевые толщи. Далее стратиграфически непрерывно следует накопление морской молассы с незначительными

континентальными прослоями, продолжавшееся вплоть до миоцена [Aubouin et al., 1973].

Миогосинклинальная зона была сильнее деформирована в инкскую фазу (поздний эоцен—олигоцен) и в позднем миоцене [Charrier, Vicente, 1972]. Интенсивность складкообразования и разрывных нарушений уменьшается в направлении Магелланова прогиба. В палеоцене—миоцене в миогосинклинальной области развиваются различные, в основном кислые, интрузии и связанный с ними вулканизм. Плиоцен-четвертичный вулканизм наблюдается в ряде мест Патагонской Кордильеры.

ЛИТЕРАТУРА

- Aguirre L., Charrier R., Davidson J. et al. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°—35°S) of the Northern Andes // *Pacif. Geol.* 1974. Vol. 8, N 1. P. 1—38.
- Almeida F.F.M.de. O craton do São Francisco // *Rev. brasil. geociênc.* 1977. Vol. 7. P. 349—364.
- Almeida F.F.M.de, Martin F.C., Ferreira E.O., Furque G. Explanatory note // *Tectonic map of South America. Scale: 1:5 000 000. Brasilia: DNP-CCGM-UNESCO, 1978. 21 p.*
- Amaral G. Geologia do Pré-Cambriano da região Amazonica: Thes. Inst. geociênc. Univ. S. Paulo. São Paulo, 1974. 189 p.
- Asmus H.E., Ponte F.C. The Brazilian marginal basins // *The Ocean basins and margins / Ed. E.M. Nairn, F.C. Stehli. 1973. P. 87—133.*
- Aubouin J., Borrello A.V. Regard sur la géologie de la Cordillère des Andes: relais tectoniques et cycles orogéniques superposés: le north Argentine // *Bull. Soc. géol. France.* 1970. Vol. 7, N 12. P. 246—260.
- Aubouin J., Borrello A.V., Cecioni G. et al. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Meridionales // *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* 1973. Vol. 15, N 1/2. P. 11—72.
- Audebaud E., Capdevila R., Dalmayrac R. et al. Les traits géologiques essentielles des Andes Centrales (Pérou-Bolivie) // *Ibid.* P. 73—144.
- Bell J.S. Geologia de la region de Camatagua, Estado de Aragua, Venezuela // *Bol. geol.* 1968. Vol. 9, N 18. P. 291—440.
- Bell J.C., Peirson A.L. Frente de montañas de Guarico (San Juan de los Morros-Camatagua-Altagracia de Orituco) // *IV Congr. Geol. Venez.* 1969. 45 p.
- Bellizzia G.A. Rocas precambricas en el Sistema Mantanoso del Caribe // *II Congr. Latinoamer. Geol.: Resum. Caracas, 1973. P. 48—49.*
- Borrello A.V. Los geosinclinales de la Argentina // *An. Dir. nac. geol. y mineria XVI.* 1969. Vol. 16. 188 p.
- Bürgl J. Die rhythmischen Bewegungen der Kriegersynclinal der Ostkordillera Kolumbiens // *Geol. Rdsch.* 1964. Bd. 53. S. 706—731.
- Butlerlin J. À-propos de la géologie des Andes de Colombie // *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* 1969. Vol. 11, N 1. P. 65—73.
- Caminos R. Cordillera Frontal // *II Simp. Geol. Reg. Argent., Cordoba, 1976. 1979. Vol. 1. P. 397—453.*
- Charrier R., Vicente J.-C. Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronal evolution of the Central and Austral sectors of the Southern Andes // *Conf. Solid Earth Probl. Buenos Aires, 1972. Vol. 2. P. 451—470.*
- Cingolani C.A., Varela R. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector de Cabo Belgrado (cabo Meredith) islas Malvinas // *VI Congr. Geol. Arg. Buenos Aires, 1976. 87 p.*
- Cobbing E., Ozard J.M., Snelling N.J. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the coastal Cordillera of Southern Peru // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88. P. 241—246.
- Faucher R., Savoyat E. Esquisse géologique des Andes de l'Equateur // *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* 1973. Vol. 15, N 1/2. P. 115—142.
- Furque G. Precordillera de la Rioja, San Juan y Mendoza // *Geologia regional Argentina. Cordoba: Acad. nac. ciênc., 1972. P. 237—287.*
- Geyer O.F. Das Präkretazische Mesozoikum von Kolumbia // *Geol. Jahrb.* 1973. Bd. 5. 156 S.
- Hassui Y., Abreu A.M., Silva J.M.R. Estratigrafia da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia no Centro Norte do Brasil // *Bol. Inst. geociênc. Univ. São Paulo.* 1977. N 8. P. 107—118.
- Hurley P.M., Kalliakoski J., Fairbairn H.W., Pinson W.H. Progress report on the age of granulite facies rocks in the Imataka Complex, Venezuela // *Mem. IX Conf. Geol. Interguayanas. Ciudad Guyana (Venezuela). 1972. N 6. P. 431—433.*
- Irving E.M. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia // *Bol. geol. Inst. nac. invest. geol.-miner.* 1971. Vol. 19, N 2. P. 1—89.
- Irving E.M. Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1975. N 846. 47 p.
- Julivert M. Traits structuraux et évolution des Andes colombiennes // *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.* 1973. Vol. 15, N 1/2. P. 143—155.
- Katz H.R. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the Southeast Pacific // *J. Roy. Soc. N.Z.* 1973. Vol. 3, N 3. P. 333—363.
- Keats W. The Roraima formation in Guyanas: a revised stratigraphy and a proposed environment

of deposition // Mem. II Congr. Latinoamer. Geol. Caracas, 1974. Vol. 2. P. 901—940.

Königsmark T.A. Geologia de area de Guarico Septentrional-Lago de Valencia, Venezuela // Bol. geol. 1965. Vol. 6, N 11. P. 209—285.

Lesta P.J., Ferello R. Region extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz // Geologia regional Argentina. Cordoba: Acad. nac. ciênc., 1972. P. 601—653.

Levi B. Burial metamorphism episodes in the Andean geosyncline, Central Chile // Geol. Rdsch. 1970. Bd. 59, N 3. S. 994—1013.

Llambias E.J., Leveratto M.A. El plateau riolitico de la Provincia de Pampa // II Congr. Ibero-Latinoamer. Geol. Econ. Buenos Aires, 1975. Vol. 1. P. 99—114.

Macdonald W.D., Hurley P.M. Precambrian gneisses from Northern Colombia S.A. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 1867—1872.

Mégard F., Dalmayras B., Laubacher G. et al. La chaîne Hercynienne au Peru et en Bolivie: Premiers résultats // Cah. ORSTOM. Géol. 1971. Vol. 3, N 1. P. 5—44.

Montalvao R.M.G. Esboço geologico-tectonico do Craton Guianes // Rev. brasil. geociênc. 1976. Vol. 6, N 4. P. 230—245.

Müller H.von. Zur Altersfrage der eisenerzlagestätte Sierra Grande, Rio Negro in Nordpatagonien Aufgrund neuer Fossilfunde // Sonderhr. Geol. Rdsch. 1964. Bd. 54. S. 715—732.

Newell N.D., Chronic J., Roberts T. Upper Paleozoic of Peru // Geol. Soc. Amer. Mem. 1953. Vol. 58. 276 p.

Piburn M.D. Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, Venezuela septentrional // Bol. geol. 1967. Vol. 9, N 18. P. 184—290.

Rezende W.M., Ferradaes J.O. Integracao geologica da bacia sedimentar da Foz do Amazonas // XXV Congr. Brasil. Geol. São Paulo, 1971. Vol. 3. P. 203—214.

Russo A., Flores M.A., Benedetto J.Dl. Patagonia Austral Extraandina // Geologia regional Argentina. Cordoba: Acad. nac. ciênc., 1980. Vol. 2. P. 1431—1462.

Stewart J.W., Everden J.F., Snelling N.J. Age determinations from the Andes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85. P. 1107—1116.

Stipanic P.N., Methol E.J. Macozi de Somun Cura // Geologia regional Argentina. Cordoba: Acad. nac. ciênc., 1972. P. 581—600.

Suarez M. Geologia de la Cordillera Patagonica entre los paralelos 51° y 52°30'S. Thes. Dep. Geol. Univ. Chile. Santiago, 1971. 131 p.

Vicente J.-C., Charrier R., Davidson J. et al. La orogenesis subhercinica: fase mayor de la evolucion paleogeographica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales // Actas V Congr. Geol. Arg. Buenos-Aires, 1973. Vol. 5. P. 81—98.

Weil W. The Andes: A geological review. Berlin: Gebru. Borntr., 1979. 260 p.

АФРИКА

Африка, подобно другим континентам, состоит из нескольких разобщенных архейских кратонов, окруженных подвижными поясами и покрытых платформенными чехлами, испытавшими деформации лишь по краям.

Наиболее древние породы Африканского континента присутствуют в архейских кратонах на юге Африки; к ним относятся образования зеленокаменных поясов и их фрагментов, окруженных гнейсами и гранитоидами преимущественно от тоналитового до трондъемитового состава. Для большинства из этих древнейших "серых гнейсов" характерна высокая степень метаморфизма; они, возможно, являются наиболее древними участками континентальной коры, сохранившимися на Земле. Изотопный возраст некоторых из этих гнейсов достигает 3,8 млрд лет; таким образом, они сопоставимы со сходными породами Западной Гренландии. В большинстве случаев, однако, возраст древнейших зеленокаменных пород и гнейсов примерно одинаков и составляет 3,5 млрд лет, так что неясно, которые из них в действительности являются фундаментом. Характерной чертой этих древнейших пород Африканского континента является их изотопный состав, указывающий на то, что они образовались при плавлении древней мантии.

Архейские кратоны (рис. 11) в целом состоят из нескольких поколений гнейсов, зеленокаменных поясов и гранитоидов, образовавшихся в период от 3,8 до 2,5 млрд лет. В некоторых кратонах установлено наличие четких магматических циклов, обусловивших образование огромных гранитных батолитов. Главный из этих циклов относится к концу архея и, возможно, послужил причиной консолидации первых континентальных кратонов. В Африке это

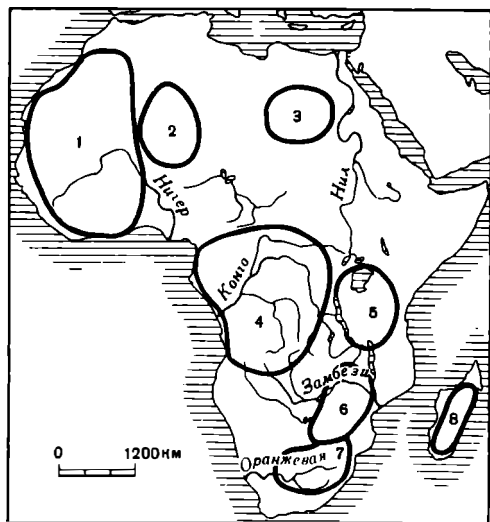


Рис. 11. Экстраполированные участки архейских кратонов (некоторые части переработаны в послерахейское время)

1 — Западно-Африканский; 2 — щит Туарег; 3 — Нильский; 4 — Центральноафриканский; 5 — Танзанийский; 6 — Зимбабве; 7 — Каапваальский; 8 — Мадагаскарский

событие носило диахронный характер и датируется возрастом около 3 млрд лет в Каапваальском кратоне, в то время как на других кратонах консолидация произошла в интервале между 2,7 и 2,5 млрд лет.

Раннепротерозойский этап в Южной Африке главным образом характеризовался накоплением толщ в условиях стабильной платформы, в то время как в других местах продолжалось развитие зеленокаменных поясов, начавшееся в архее. Тектоно-термальное

событие трансконтинентального масштаба, имевшее место в среднем протерозое (Эбурнейское событие с возрастом около 2000—1600 млн. лет), привело к формированию четко выраженных линейных подвижных поясов. Это произошло отчасти путем тектонической переработки более древних пород; но определенные порции новой коры были образованы также за счет материала мантийного происхождения. К этому же времени относится становление в Анголе одного из самых больших анортозитовых массивов мира.

Следующие крупномасштабные тектонические события связаны с Кибарской эпохой (около 1400—1000 млн лет). Они также привели к образованию линейных мобильных поясов и вызвали тектоническую переработку более древней коры и радиометрическое омоложение пород. В таких поясах как Кибарский, Ирумидский, в провинции Намаква—Наталь в Центральной и Южной Африке произошло внедрение крупных гранитных массивов. Значительное сокращение коры в поперечном сечении этих поясов подтверждается наличием надвиговых, покровных и складчатых зон.

В конце докембрия господствующая роль принадлежала панафриканскому событию, которое состояло из нескольких эпизодов и продолжалось также и в начале палеозоя. Некоторые складчатые пояса этого периода сильно напоминают пояса фанерозоя и, возможно, возникли в результате столкновения плит. Обширные участки более древней устойчивой коры Африканского континента были подвергнуты около 500 млн лет назад термальной переработке, что вызвало изотопное омоложение минеральных систем и локальный гранитоидный магматизм. Очевидным доказательством проявления аккреционной тектоники современного типа во время панафриканского события является эволюция Арабо-Нубийского щита и Западного Ахаггара в Алжире.

Для объяснения тектоники сжатия, наблюдаемой в древнейших зеленокаменных поясах и более молодых подвижных зонах, были предложены модели закрытия океанов и субдукции океанической коры, а также гипотеза скупивания коры. Разнообразие тектонических стилей и ассоциаций пород, обнаруженное в подвижных поясах Африки, обусловлено современным уровнем эрозии; каждое тектоническое событие в масштабе континента вызывало переработку коры, а также наращивание коры благодаря магматическим процессам.

СЕВЕРНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АФРИКА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ФУНДАМЕНТА АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОСНОВАНИЯ АНТИАТЛАСА

АРХЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Мавританское ядро и массив Регибат. Древние комплексы известны в западной, мавританской, части Регибатского массива. Самой древней серией здесь является серия Галламан: радиометрический возраст ее гнейсов составляет 3270 ± 347 , а гранитов — 2539 ± 54 млн лет. Другие серии — Асмага, Тирис, Тазаист — имеют несколько более молодой возраст порядка 2800—2700 млн лет, за исключением, однако, более древней серии Амсола с возрастом 3016 ± 133 млн лет. Эта последняя цифра является спорной. Датировки, полученные по минералам, указывают на более или менее значительное омоложение с событиями между 2092 ± 11 и 1872 ± 52 млн лет, относящимися, следовательно, к эбурнейской эпохе, имевшей большее значение на востоке, чем на западе. Эти серии сложены метаосадочными и метавулканическими породами, часто с мигматитами. В них внедрены син- и позднекинематические граниты, обычно с возрастом 2539 млн лет, и еще более поздние граниты. Таким образом, создается впечатление, что основная часть этого района относится к верхнему архею, но с наличием здесь также древнеархейских ядер.

Кратонное ядро Антиатласа (Марокко). В этом ядре, так же как в восточной части Регибатского массива, эбурнейские процессы были особенно активными. Комплекс архейских слюдястых сланцев и гнейсов, с одной стороны, и древних гранитов — с другой, имеет радиометрический возраст порядка 1970 млн лет на западе (Кердус) и 1850 млн лет на востоке (Зенага). Архейские реликтовые возраста сохранились только в отдельных местах в Уэд-Амархус (трасса Анзи-Тафраут) — 2722 млн лет, Тазеруальте — 2634 млн лет и Тассерирте — 2531 млн лет.

Возраст омоложения 1950 млн лет согласуется с таким же возрастом раннепротерозойского гранита Талаха. Однако в то время как граниты Талаха практически не претерпели изменений, архейские граниты были полностью преобразованы в породы, содержащие хлорит, эпидот, альбит и т.д., свидетельствующие об их глубоком ретрометаморфизме в условиях эпизоны.

Кратонное ядро Ахаггара. Это ядро имеет относительно скромные размеры и почти полностью сложено гранулитами. Оно включает два элемента: Умелален—Темасен и Ин-Узала. Первый образован породами более древнего возраста — 3480 ± 90 млн лет. Возраст второго — между 3100 и 3500 млн лет. Эти данные, однако, противоречивы, поскольку ясно, что процессы, связанные с важным событием (эбурнейским), имевшим место 2200—2000 млн лет назад, наложились на первый метаморфизм.

Кратонное ядро Западной Африки. Последние исследования позволили обнаружить обширные зоны древних пород, которые простираются от Сьерра-Леоне вплоть до Того. Эти древние образования слагают большую часть территории Либерии, благодаря чему весь ансамбль архейских и катархейских пород Западно-Африканского кратона получил название либерийского комплекса (или либерия). Со структурной точки зрения здесь можно выделить три района: а) на западе поднятие древних пород, простирающееся от Гвинеи до Либерии и далее в пределы Кот-Дивуар; б) обрамляющий это древнее поднятие район Ман на территории Кот-Дивуар, оставшийся подвижным и претерпевший повсеместную переработку в эбурнейскую эпоху; в) расположенный далее к востоку, в пределах Кот-Дивуар и Ганы, район Бауль-Мосси, сложен-

ный только реликтивными древними породами, переработанными и смятыми в складки в эбурнейскую эпоху. Данные геохронологии позволяют выделить в них реликтовые гранулиты с возрастом 2850 или 2500 млн лет, которые, может быть, относятся к двум разным эпизодам.

Гвинейско-Либерийское поднятие (поднятие Кенема-Ман). Для пород этого поднятия получены также две группы возрастов: до 3200 и около 2750 млн лет, но в настоящее время невозможно выделить породы, принадлежащие к той или другой группе.

На юго-западе Кот-Дивуар либерий содержит отложения железистых кварцитов, пироксенитов и амфиболитов, а также чарнокитовые гнейсы и диоритовые гнейсы с диопсидом и гиперстеном. Интенсивность метаморфизма варьирует от гранулитовой до амфиболитовой фации. Эти древние образования с радиометрическим возрастом 2750—1500 млн лет (с биотитами, омоложенными до возраста 1800—1500 млн лет) прорваны гранитами различного типа. В комплексе чарнокитов Мана зафиксированы два эпизода метаморфизма: более древний (3125 ± 131 млн лет) — в гранулитовой фации, более молодой (2850 ± 70 млн лет) — с образованием мигматитов и гнейсов.

В Либерии распространены те же типы пород: комплекс гранитогнейсов, в котором присутствуют также настоящие гранулиты.

В Сьерра-Леоне породы древнего цоколя (либерия) носят название "ансамбля Кенема", включающего группы Камбуи и Локо и гранулиты Мано-Моа (с гиперстеном). Эти последние образуют комплекс основания. Породы группы Камбуи несогласно залегают на гранулитах и характеризуются метаморфизмом амфиболитовой фации. В нижней части здесь обнаружен комплекс вулканитов, включающих массивы и подушечные лавы основного состава (амфиболиты и ультраосновные породы, серпентиниты) с железистыми кварцитами, слюдястыми сланцами. Эта серия сечется позднектоническими гранитами и пегматитами. Однако похоже, что породы либерия меридионального структурного направления были наложены на кристаллические породы широтного простирания. Последние интерпретируются как результат более древнего события, называемого леонским. Зеленокаменный пояс Локо был долеонским и залегал на более древнем гранитном основании. Средний возраст либерия 2675 ± 40 , а леония — 2960 ± 25 млн лет. Группа Камбуи, однако, дает возраст 2523 или 2577 млн лет.

Наконец, в Гвинее также обнаружено гранитогнейсовое основание, несогласно перекрытое метаосадочной серией, для которой характерны железистые кварциты.

Таким образом, на всей описанной обширной территории существуют по меньшей мере два комплекса древних пород — гранитогнейсовое основание и метаосадочная серия, содержащая железистые кварциты.

Центральноафриканский кратон. Образования этого кратона занимают обширную территорию от Камеруна до оз. Виктория в Танзании; они простираются под впадиной Конго до Касаи, с одной стороны, и до Анголы — с другой.

Северная часть кратона не осталась стабильной и была в дальнейшем переработана тектоно-метаморфическими событиями, обусловившими появление подвижной зоны, отделившей эту область от Нильского кратона.

Западная часть включает массив Нтем на севере, в Камеруне, и массив Шайю на юге. Эти массивы сложены гранитоидами различных поколений, включающими чарнокиты; имеются также "сланцевые и зеленокаменные пояса". Чарнокиты массива Нтем имеют возраст 2900 ± 44 млн лет, гранитоиды — около 2700 млн лет. Породы массива Шайю также дают возраст 2700 млн лет. Они перекрыты франсвиллием, принадлежащим нижнему протерозою. Восточнее, на севере, начинается область Высокого Заира.

По всей этой обширной территории можно выявить древний материал, возраст которого приближается к 3400 млн лет: это "предшественники" основных гнейсов Бомю, комплекса Гаремба и, восточнее, комплекса Итури. Возраст комплекса Бомю составляет 2980 ± 50 млн лет. Он пронизан гранитоидами с возрастом 2600 ± 30 и 2450 ± 30 млн лет. Фундамент перекрыт сланцами и зеленокаменными породами кибалия; нижний кибалий прорван тоналитами с возрастом 2894 ± 670 млн лет, а верхний пронизан гранитами, датированными 2510 ± 64 млн лет. Севернее эти породы переработаны в ходе тектоно-термальных событий около 2000 млн лет назад.

На юге, в Касаи, также имеется очень древний материал, переработанный более поздними событиями. Самый древний материал, предшествовавший гранулитовому метаморфизму, — "гнейсы верхнего Луания" с возрастом от 3490 до 3300 млн лет (цикл, предварявший цикл Мойо-Музефу). Имеются здесь также породы, метаморфизованные в "гранулитовой фации"; к ним относятся габбро-норитовая и чарнокитовая ассоциация Касаи—Ломами сложного состава. Возраст чарнокитизации, или "метаморфизма гранулитовой фации" первой фазы, или "эпизода Музефу", составляет порядка 2820 млн лет. Далее последовал регрессивный метаморфизм второй фазы, который может быть сопоставлен с главным эпизодом гранитизации Мойо с возрастом 2680 млн лет.

Гранитная и мигматитовая ассоциация Дибайя была подвергнута катаклазу и ремобилизована в период эпизода Мойо. Мигматиты дают возраст 2680 млн лет. Граниты Малафуди секут граниты серии Дибайя и датируются возрастом 2593 млн лет. Наконец, последним событием был метаморфизм Мубанджи (2433 млн лет), затронувший осадочную серию Луиза.

Нильский кратон. Этот кратон занимает область Увейнат — выступ фундамента в поле развития пород палеозойского чехла. Точные границы кратона неясны. Наиболее древние породы обнажаются на юге. Серия гранулитовых пироксенов (серия Каркур Мурр) включает чарнокитовые, норитовые и диопсидовые гнейсы с метакварцитами. Эти породы подверглись ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации. Для гранулитового метаморфизма получен возраст около 2900 млн лет, для регрессивного метаморфизма — около 2632 ± 36 млн лет. Эти датировки очень близки данным по Центральноафриканскому кратону. Мигматиты Вади-Ваеч более поздние, их возраст 1784 ± 63 млн лет. В этих областях, следовательно, имели место события позднезбурнейского времени. Проявления панафриканского тектогенеза отсутствуют.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ

(2500—1650 млн лет)

И ЗАВЕРШЕНИЕ ПРОЦЕССА КРАТОНИЗАЦИИ

Итак, в конце архея крупные районы Африки были уже кратонизированы. Однако они были отделены друг от друга мобильными зонами. Следующий этап развития занимает промежуток времени с конца архея (250 млн лет) до начала среднего протерозоя (1650 млн лет) и соответствует нижнему протерозою. Он включает один из основных орогенических циклов: збурнеиды, или убендида с возрастом 2100—2020 млн лет.

Збурнеиды Западной Африки. Збурнейский орогенез охватывает всю Западную Африку. Збурнеиды объединяют Западно-Африканский кратон с Центральноафриканским кратоном. Мобильной осталась только шовная зона между ними, которая протягивается от Того к северу и подверглась переработке последующими орогенезами. Однако в настоящее время мы знаем, что зона, испытавшая збурнейский орогенез, включает переработанные архейские ядра. Большая часть збурнейского материала отложилась в обширном осадочном бас-

сейне. Речь идет о бирримии или симандии, содержащем в основании большей частью вулканогенно-обломочные или вулканогенные серии, а также сланцы и песчаники типа флиша. Бирримий был интенсивно смят и метаморфизован до зеленосланцевой или амфиболитовой фаций во время эбурнейского орогенеза. В нем, вероятно, следует различать две фазы: эбурнейскую фазу I — 2270 млн лет с гранитоидами, превращенными в ортогнейсы, и главную эбурнейскую фазу II — 2130 млн лет, с внедрением гранитов типа Бауле. Выше с несогласием залегает тарквейнская моласса. Новая эпоха гранитизации началась на рубеже 2030 млн лет с внедрения гранитов Бондуку и Виндене. Последние секут серию Кинкенс на территории Кот-Дивуар; эта серия эквивалентна тарквейнской серии Ганы. Внедрение гранодиоритов и сиенитов, скорее всего, имело место около 2000 или 1600 млн лет назад. В конце тарквейнской складчатости эпоха кратонизации Африки завершилась. Оставалось несколько подвижных зон, однако уже начали формироваться континентальные разломы, подчеркнутые офиолитовыми поясами. С этого времени Африка представляет собой сочетание устойчивых кратонов: Западно-Африканского, Центральноеафриканского, Анголо-Касаи, Додома-Ньянга и — на юге Зимбабве — Трансваальского.

Массив Регибат. На архейском гнейсовом фундаменте здесь располагается комплекс вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, сопоставимый с бирримием. В нем можно выделить серию слабометаморфизованных пород Йетти, залегающую в надвигах и прорванную гранитами Йетти (2057 ± 65 млн лет), и породы цикла Эглаб, прорванные гранитами так называемого Йетти-Эглабского сочленения (1946 ± 33 млн лет) и верхними гранитами Афту (1918 ± 14 млн лет). Образования цикла Йетти изучены плохо, поскольку они переработаны во время цикла Эглаб, главная фаза которого имела место 2022 ± 50 млн лет назад. Последующая магматическая активность выражена посттектоническими или даже анорогенными гранитами; она продолжалась до 1970 ± 46 или 1877 ± 35 млн лет. Для фундамента, переработанного эбурнейским орогенезом, нигде не получено цифр древнее 2000 млн лет.

Ахаггар. В этом массиве эбурнейский цикл проявился, вероятно, только в Центральном и Восточном Хоггаре. Центральный Хоггар развивался полициклично; здесь имеются серии нижнего протерозоя и, местами, архея. Это гнейсы, мигматиты и метасадочные породы суггарского комплекса, подвергшиеся суггарскому или эбурнейскому диастрофизму в интервале между 2200 и 1800 млн лет назад. Эти образования несогласно перекрыты сериями Алексоид, полифазная эволюция которой происходила в кибарское и панфриканское время.

Марокко. На севере Африки образовался разлом континентального масштаба широтного или запад-северо-западного — восток-юго-восточного простирания. Он косо пересекает Антиатлас и образует в настоящее время северный край Африканского кратона. Это Главный разлом Антиатласа, который существовал на протяжении всей истории развития территории южного Марокко. Часть континента, располагавшаяся к северу от этого разлома и вовлеченная в процесс более позднего континентального дрейфа, не сохранилась, за исключением отдельных разобщенных фрагментов на активной окраине Африки. По этому разлому произошло раскрытие протосредиземноморского океана, сопровождавшееся подъемом офиолитового материала — серпентинитов и пород базальтового ряда. Именно в этой зоне накопился осадочный материал марокканских эбурнеид, носящих здесь название буаззерид. Складчатость, без сомнения, сопровождалась надвиганием на край континента офиолитового материала, от которого сохранились одни корни.

Осадочный и офиолитовый материалы распространены к северу от Главного разлома; южнее, в пределах архейского кратона, они отсутствуют. С отме-

ченной складчатостью следует связывать становление некоторых гранитов, таких как граниты Тахала в Кердусе и граниты Аин Тамузифт в куполе Дра. Для тех и других получен возраст 1950 млн лет. К ним, без сомнения, следует отнести и граниты Тазенахта (Зенага и соседние купола), несмотря на их более молодой радиометрический возраст — 1750 млн лет (пегматиты в этих гранитах дают возраст 1850 млн лет по мусковиту).

Следует допустить, что именно орогенез буаззерид вызвал омоложение гранитов берберид (архейских), которые в целом дают омоложенные возраста от 1950 до 1650 млн лет.

Центральноафриканский кратон. В эбурнейское время северо-западная часть Центральноафриканского кратона (Габон) оставалась стабильной (массив Шайю). В ней имеются фрагменты осадочных пород франсвиллия, которые практически не деформированы. Деформации и метаморфизму в эбурнейскую эпоху подверглась система Огуэ на западе.

Франсвиллий "А" сечется сиенитами группы Нгугу с возрастом 2143 ± 71 млн лет; остальные отложения франсвиллия ("В" и "С") накопились до урановой минерализации с возрастом 2050 ± 30 млн лет.

Восточнее, в Касаи и Шабе, получены данные о тектоно-термальном событии на уровне около 2200 ± 200 млн лет, которое, видимо, затронуло метаосадки группы Лукоши, образующие полосу, ориентированную в запад-юго-западном направлении. Таков же и возраст анорогенных гранитов Капанги (2185 ± 100 млн лет) и Лунж (2037 ± 30 млн лет). Однако районы проявления более значительного тектогенеза находятся на востоке. Прежде всего, это пояс Буганда—Торо. Группа Буганда начинается метаосадками, кварцитами, сланцами, конгломератами и т.д. Затем идет комплекс основных пород с подушечными лавами, вулканической брекчий, ультрабазитами; некоторые авторы рассматривают их как офиолитовую ассоциацию, связанную своим происхождением толеитовой магме. Складки ориентированы в основном широтно или к запад-юго-западу. Возраст этой группы 2536 ± 24 млн лет для фундамента и 1850 ± 40 млн лет для гранитов. Но главным складчатым сооружением этой эпохи является убендийская система, расположенная далее на восток и описанная в разделе "Восточная Африка".

КОМПЛЕКСЫ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (1650—1300/1400 млн лет)

Со среднего протерозоя (т.е. с рубежа около 1650 млн лет) начинается новый этап развития Африки. С этого времени на поверхности монолитного Африканского кратона возникает система негативных структур, вдоль которых развиваются крупные грабены и рифтовые впадины. Они ограничиваются более или менее прямолинейными и параллельными разрывными нарушениями, которые свидетельствуют о дроблении кратона. Более мощное осадконакопление сосредотачивается в этих зонах прогибания, которые позднее, в ходе орогенеза конца среднего и позднего протерозоя, подверглись складчатости. Другие части кратонов полностью или частично были перекрыты отложениями платформенного чехла.

Кибариды центральных районов Экваториальной Африки. Система Кибара была выделена в Заире. Ее субстратом служат образования щита Касаи. Самые молодые относящиеся к ним интрузии имеют возраст 2037 млн лет. Кибариды несогласно перекрыты породами группы Мбуи Майе супергруппы Роан. Кульминация кибарского орогенеза имела место около 1370—1310 млн лет назад. Это наиболее важный складчатый комплекс среднего докембрия. Мобильная зона этой эпохи имеет юго-западное — северо-восточное простирание и тянется почти на 1500 км в виде комплексов Кибары, Бурунди

и Карагве-Анколе в Танзании. Супергруппа Кибара — это мощная (более 10 км) сланцево-кварцитовая толща; местами, в верхних горизонтах, она содержит известняки и доломиты со строматолитами.

Указанные породы испытали две фазы деформации. В промежутке между первой и второй фазами имели место метаморфизм и внедрение первых синтетектонических гранитов с возрастом 1370 ± 25 млн лет. Возраст второй фазы деформации, датированной по гранитоидам типа "В" в провинции Шаба, ограничен цифрой 1310 млн лет.

Известны посттектонические или анорогенные гранитоиды, например гранит Шитве в Уганде (1194 ± 47 млн лет), или так называемые граниты G₃ Руанды (1094 ± 50 млн лет). Те и другие граниты докатангские. Они, возможно, соответствуют тектоно-термальному эпизоду с возрастом 1100—1200 млн лет, известному в других местах.

Ирумиды. К югу от Катангской складчатой системы находится складчатый пояс, вытянутый параллельно Кибаридам. Он простирается в провинцию Ирумид на севере кратона Зимбабве. Датировки его противоречивы. Согласно мнению Л. Кайена и Н. Снеллинга [Cahen et al., 1984, p. 121], метаморфизм и тектогенез в Ирумиде имел место 1355 ± 28 млн лет назад. Образовавшиеся структуры имеют восток-северо-восточное до северо-восточного, редко север-северо-восточное простирание.

Кибариды Северной Африки. Серии среднего протерозоя хорошо развиты в Марокко. Это серии докембрия II², деформированные около 1400 млн лет назад и образующие систему Антиатласид.

Осадочный разрез начинается нижнерифейскими известняками с онколитами и строматолитами (1650—1660 млн лет). Затем следуют белые кварциты (мощностью до 2000 м), зеленые или черные сланцы, сопровождающиеся основными лавами и пластами вулканического пепла, и, наконец, сланцево-песчанниковый комплекс пород типа флиша с прослоями известняков, содержащих строматолиты примерно того же возраста, что и вышеупомянутые.

Метаморфизм относительно слабый (начало эпизоны). Цифры радиометрического возраста, полученного свинцовым методом для известняков в основании толщи, составляют, по данным А.Д. Тугаринова, 1400 млн лет; они соответствуют возрасту метаморфизма известняков. С этой серией ассоциируют значительные массы долеритов и мелкозернистых габбро. Весь комплекс надвинут на образования Африканского кратона. Местами, однако, кварциты несогласно перекрывают более древний фундамент, особенно гнейсы с кордиритом Буаззерид.

Некоторые авторы считают, что этот комплекс моложе, и относят его к панафриканскому циклу.

КАТАНГСКАЯ (ПАНАФРИКАНСКАЯ) ЭПОХА ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (1300—600/500 млн лет)

В начале позднего протерозоя большая часть Африки представляла собой платформу с более или менее выровненным рельефом. Формировались обширные впадины, такие, например, как впадина Таудени-Тиндуф в Западной Африке, Заирская впадина в Центральной Африке или впадина Нама на юге. Между ними и вдоль границ кратонизированных зон располагались подвижные зоны, которые первое время развивались как мобильные впадины и, согласно некоторым авторам, достигли, возможно, океанской стадии. Впоследствии эти зоны были затронуты орогеническими фазами или тектоно-термальными событиями, которые в совокупности часто описывают под общим названием "панафриканская эпоха". За их пределами древний фундамент также испытал переработку, ремобилизацию и омоложение.

Различаются многочисленные более или менее значительные орогенические фазы, которые, однако, плохо коррелируются друг с другом. Первый эпизод в некоторых регионах имел место около 1050—1020 млн лет назад. Это Майомбский эпизод на западе Центральноафриканского кратона, эпизод Намаква-Наталь на юге и эпизод в Марокканидах на севере Африки. Более важный эпизод произошел, вероятно, около 950 млн лет назад в центральных областях Африки. Именно этой фазой начинается Катангский орогенез, включающий множество то более, то менее четко выраженных эпизодов, в частности фазу Лусака (850 млн лет), затем луфилийскую фазу, которой заканчивается орогенез (около 656 млн лет, но с последними проявлениями этой фазы примерно до 503 млн лет).

К поясам ранней консолидации (1050—1020 млн лет) катангской эпохи принадлежат складчатые сооружения Северо-Западной и Центральной Африки.

Майомбская складчатая система. В Габоне и Заире эта система называется комплексом Лукула или майомбской супергруппой. Она протягивается узкой полосой вдоль южного крыла синклинали Ньянга. Породы комплекса несогласно перекрывают серию Задини (ее эквивалентом являются также серии Бикози и Дунги). Все указанные породы интенсивно смяты в складки и секутся гранитами с возрастом 1027 млн лет (гранит Матива). За этим событием последовало накопление западноконголезской серии, смятой в складки во время собственно панафриканского орогенеза.

Марокканиды Северо-Западной Африки. На территории Марокко после орогенеза, вызвавшего формирование Антиатласид, возобновилось осадконакопление; породы докембрия II³ несогласно перекрывают эродированную поверхность Антиатласских структур. В основании разреза залегают обломочные породы, а также вулканиты кислого состава (риолиты) на юге и среднего (андезиты) — на севере. Выше они переходят в образования типа флиша и вулканогенно-обломочные породы с кислыми вулканитами (кератофирами). Комплекс датируется по строматолитам как средний рифей, т.е. древнее \pm 1000 млн лет.

Эти серии интенсивно деформированы. Метаморфизм в целом слабый; он несколько увеличивается к северо-востоку. Гранитизация, напротив, значительна. Однако совокупность описываемых пород плохо датирована, так как реальные возрасты были стерты панафриканским омоложением. Среди них встречаются и реликтовые, как принято думать, цифры, колеблющиеся от 1050 до 950 млн лет. Описываемая система образует северный край Африканского континента. Это последняя по времени формирования крупная докембрийская складчатая система Марокко. В последующее время она была эродирована, и на ее остатки с размывом и несогласием легли вулканические и вулканогенно-осадочные толщи докембрия III, а затем платформенные отложения верхнего рифея и венда, которые не испытывали деформации до герцинской эпохи.

Особое место среди образований, описываемых в данном разделе, занимают комплексы пород, выделяемые под названиями: "геосинклинальные" образования Катанги, чехол Центральноафриканского кратона, Западно-Конголезский складчатый пояс.

Катангская складчатая система. Складки этой системы, ориентированные вначале на северо-восток, меняют свое простирание и описывают широкую дугу, выпуклую к северу. Складчатость сложная, включает настоящие шарьяжи и сопровождается зеленокаменными породами.

Стратиграфия пород, слагающих катангскую складчатую систему, лучше изучена в провинции Шаба в Заире, в Луфилийской дуге. За кибарской складчатостью последовало внедрение посттектонических или, скорее, анорогенных

гранитоидов с возрастом до 1100—1160 млн лет. Эти гранитоиды несогласно перекрыты осадочными породами катангской системы, достигающей верхов докембрия. Мощность всего комплекса, возможно, превышает 10 км. В настоящее время породы катангской системы подразделяют [Cahen et al., 1984] на три части (супергруппы Роан, Нижний Кунделунгу, Верхний Кунделунгу), разделенные более или менее значительными несогласиями (тектоническими фазами). Возраст первой, Оманской, фазы складчатости (после супергруппы Роан) составляет 950 млн лет. Деформация пород супергруппы Нижний Кунделунгу с Большим Конгломератом в основании связана с фазой Лусака 850 млн лет назад. Супергруппа Верхний Кунделунгу, с Малым Конгломератом в основании, лежит с несогласием на всех более древних толщах, включая фундамент. Луфилийская фаза складчатости затрагивает все перечисленные породы; с ней связано образование Луфилийской дуги в ее современном виде. Это тектоно-термальное событие имело место около 656 млн лет назад с более молодыми рецидивами на уровне 503 или $458 \pm$ млн лет. Именно с этим периодом связана минерализация различного типа, в частности урановая.

Породы верхнего протерозоя распространены по всей территории впадины Конго; их фации варьируют, однако повсюду присутствуют микститы или тиллиты толщи Большого Конгломерата с возрастом моложе 950 млн лет и Малого Конгломерата, который моложе фазы 850 млн лет. На западе вдоль побережья Атлантики формируется система западноконголезских структур. Однако фазы, предшествовавшие Катангскому орогенезу, выражены здесь плохо. Главная фаза метаморфизма и складчатости имеет возраст около 734 ± 10 млн лет и продолжалась до 600 млн лет; в целом же эта эпоха закончилась 450 млн лет назад (возраст остывания по биотиту).

Верхний протерозой западноконголезского типа представлен в обширном синклинии Ньянга, вытянутом в северо-западном — юго-восточном направлении. Синклиний асимметричен, а своим северо-восточным бортом, слабо или совсем не деформированным, он несогласно налегает на архейский фундамент массива Шайю. Юго-восточный борт, напротив, интенсивно смят и запрокинут к северо-востоку. На юге деформация дошла до образования системы чешуй, иногда со значительной амплитудой надвигания; наблюдается слабый метаморфизм. В северо-западном направлении тектоническая активность, наоборот, быстро затухает: появляются простые взбросы, район замыкания синклинали отличается слабым смятием. Еще дальше на северо-запад расположена небольшая слабосжатая синклиналь Ножа.

Разрез верхнего протерозоя этих районов коррелируется с серией Катанга благодаря наличию горизонтов микститов и тиллитов, эквивалентных Большому Конгломерату Нижнего Кунделунгу и, возможно, Малому Конгломерату Верхнего Кунделунгу. Возраст главной фазы складчатости 734 млн лет [Cahen et al., 1984].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-АФРИКАНСКОГО КРАТОНА В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

На большей части кратона в позднем протерозое развивались обширные впадины, заполнявшиеся платформенными осадками, слабо или совсем не деформированными; осадконакопление продолжалось до палеозоя. В то же время восточная и западная окраины кратона превратились в мобильные зоны со складчатостью и метаморфизмом в конце протерозоя — в эпоху панафриканского орогенеза (рис. 12).

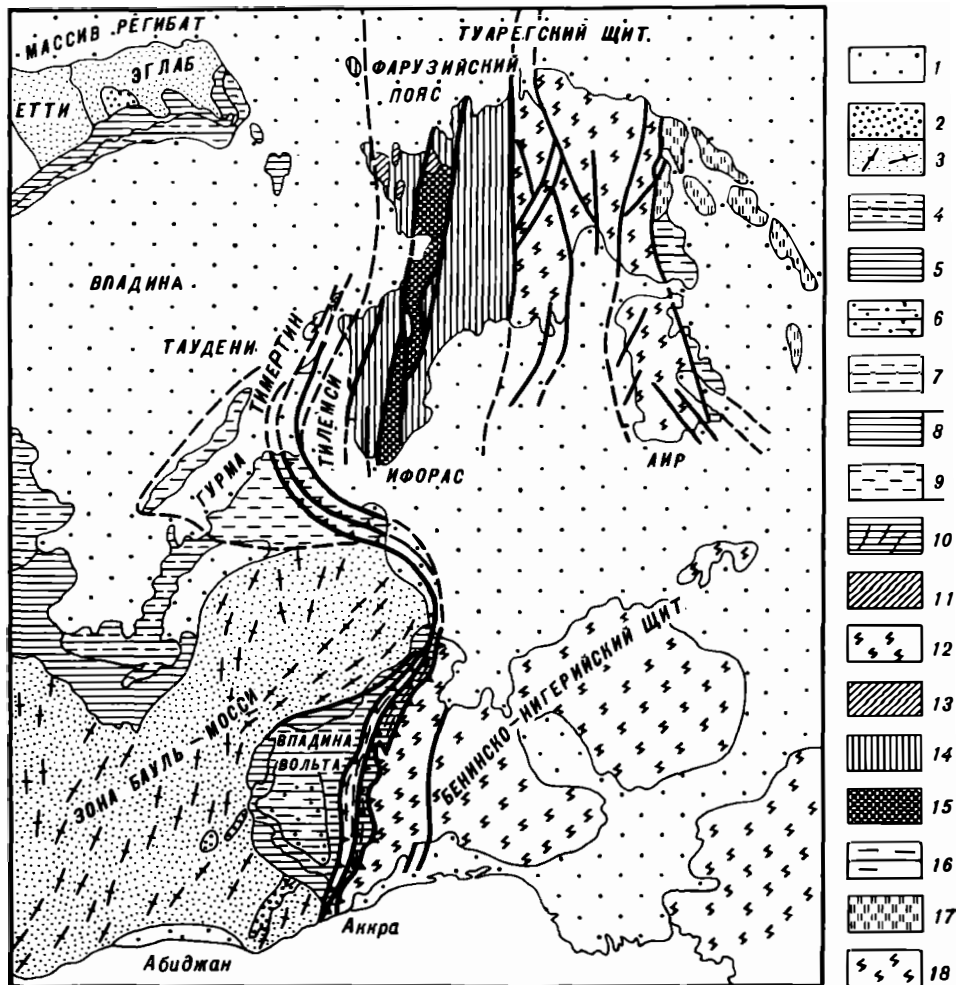


Рис. 12. Тектоническая схема восточной части Западно-Африканского кратона и Транссахарского подвижного пояса (по данным Р. Блэка, Р. Кэби и др.)

1 — фанерозойский чехол; 2, 3 — Западно-Африканский кратон: 2 — группа Таркван и Гуэльб-эль-Хадид, 3 — область эбурнейской стабилизации; 4, 5 — впадина Таудени: 4 — группа тиллитов, 5 — инфратиллитовая серия или группа эль-Ханк; 6—8 — впадина Вольта: 6 — группа Обосум, 7 — группа Пенжари, или Оти, 8 — группа Дапанго—Бомбуака; 9—12 — Восточный подвижный пояс: 9 — авлакоген Турма и комплекс Турма, Тимертин, 10 — комплекс Тиеле или Буэм, 11 — комплекс Атакора, 12 — комплекс равнины Бенин с полициклическим, преимущественно нижнепротерозойским фундаментом; 13—18 — Хоггар: 13 — "пурпуровые серии", 14 — подвижной пояс Фарузид, 15 — переработанный архей, 16 — вендская группа Тиририн, 17 — нерасчлененный докембрий, 18 — полициклический фундамент Центрального Хоггара и Аира

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ЧЕХЛЫ

Платформенный чехол сохранился в трех местах: в Антиатласе, впадине Таудени-Тиндуф, впадине Вольта. Осадочные породы этого чехла перекрывают обширный пенеплен, хорошо изученный в Марокко, где им срезается комплекс Марокканид. Поверхность пенеплена продолжается на юге в основании впадины Тиндуф, поднимается на поверхность в равнине Регибат и вновь погружается под впадину Таудени, где его возраст оценивается в 1000 млн лет.

Антиатлас. Нижним элементом протерозойского чехла Антиатласа является докембрий III, или серия Уарзаат, сложенная вулканитами и отложениями

молассового типа с преобладанием вулканических излияний кислого состава, сопровождаемых андезитами (мощность до нескольких км, имеются внутренние несогласия). Для вулканитов и гранитов докембрия III всегда получают цифры радиометрического возраста, соответствующие панафриканскому омоложению¹. Необходимо, следовательно, опираться на данные биостратиграфии. По строматолитам возраст верхней границы докембрия III определяется примерно в 1000—900 млн лет².

Вторым элементом чехла является серия Адуду. Это толща доломитов большой (до 2000 м) мощности, которая к востоку и к юго-западу переходит в прибрежные фации, а затем выклинивается. По акритархам, часто встречающимся в верхнем протерозое и редко — в венде, можно считать, что серия Адуду накопилась в позднем рифее, т.е. в интервале от 900 до 700 млн лет³.

Третьим элементом протерозойского чехла Антиатласа является регрессивная континентальная серия "lie de vin", или таливинская (до 1000 м), со строматолитами венда. Вблизи ее основания недавно было доказано присутствие ледникового материала. Таливинская серия перекрыта кембрийскими породами (нижний кембрий по археоцетам и трилобитам). Палеомагнитные данные подтверждают, что в разрезе Тинта (на юге Суса) граница кембрия и докембрия проходит как раз в кровле таливинской серии.

Впадина Таудени. Позднекембрийские породы впадины подразделяются на три серии, из которых верхняя серия (III) целиком относится к палеозою.

Серия I подстилается эрозионной поверхностью с возрастом около 1000 млн лет⁴ и включает четыре группы: 1) группа Чар (260 м) слагается в основном обломочными породами (998±32 млн лет). Она заканчивается эродированной поверхностью, возможно, ледникового происхождения; 2) группа Атар (700 м) представлена чередованием доломитов и глинистых пород. Радиометрические возраста составляют 888±16 млн лет для нижней части, 866±34 млн лет для средней и 777±19 млн лет для верхней. Строматолитовые ассоциации отвечают верхнему рифею Урала и Сибири; 3) группа Тифунка (50—60 м) сложена известняками со строматолитами, аргиллитами и силекситами; 4) группа Ассабет и Хассиан (400 м) отделена от предыдущей эродированной поверхностью, вероятно, ледникового происхождения. Она сложена обломочными породами — конгломератами, мелкозернистыми песчаниками (694 млн лет), кварцитами, сланцеватыми глинами. Ее аналогами в Марокко являются, скорее всего, докембрий III и Адуду, а в Заире — серия Кунделунгу.

Серия II общей мощностью 350—400 м начинается знаменитыми тиллитами Западной Африки, или "ледниковыми конгломератами" Джбелиат (10—20, иногда до 50 м). Тиллиты залегают с угловым несогласием на породах первой серии. Их возраст оценивается в 650—680 млн лет (венд) по аналогии с другими сходными образованиями. В своей верхней части серия содержит континентальные красноцветные породы, относимые к венду или кембрию. Серия подразделяется на три группы: 1) группа Бтхаат Эрджил (или Джарф, по Т. Моно) (250 м) начинается тиллитами Джбелиат. Они сопровождаются баритовыми, силекситовыми известняками вулканического происхождения, спонголитами, яшмами и т.д.; 2) группа Атар (Дхар) сложена мелкозернистыми песчаниками и красными, розовыми или фиолетовыми пелитами. Эти фации напоминают фации красноцветной серии (таливиний)

¹ По мнению современных авторов. (Прим. Ж. Шубера, А. Фор-Мюре).

² Другие исследователи (М. Леблан и др.), опираясь на радиологическое датирование, относят серию Уарзаат к самым верхам докембрия и кембрию (578—563 млн лет). (Прим. Ж. Шубера, А. Фор-Мюре)

³ По мнению других исследователей, серия Адуду является кембрийской. (Прим. ред.)

⁴ Эта цифра соответствует возрасту серии Валидиала (Сенегал) — 1022 млн лет — и возрасту серии Сотуба (Мали) — 980—950 млн лет. Как упоминалось, аналогичный пенеплен Антиатласа может коррелироваться с Западно-Африканским.

Антиатласа. Однако они, безусловно, хотя бы частично принадлежат уже нижнему кембрию; 3) группа плато Уджефт с преобладанием песчаных осадков верхов кембрия—низов ордовика.

Впадина Вольта. Расположена у западного края складчатой системы Атакора (дагомсиды), которая надвинута на нее в виде серии чешуй (чешуи Бузм и Тиеле). Разрез впадины включает три группы пород: 1) группа Нижняя Вольта, или Дапанго-Бомбуака, залегает непосредственно на бирримии и образована двумя толщами песчаников, разделенных горизонтом глини Пубогу с возрастом 993 ± 62 млн лет; 2) средняя группа Оти (Пенджара) несогласно залегает на предыдущей. В ее основании находятся ледниковые слои, на севере сопровождаемые тиллитами. Основание группы Оти имеет возраст 660 ± 8 млн лет. Верхняя часть группы образована пелитами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с горизонтами или линзами песчаников или доломитов, иногда строматолитовых. В этих слоях содержится вендская микрофлора. Мощность группы Оти от 1600 (скважина в Тамале) до 2000 м на севере Того; 3) верхняя группа Обосум занимает центр впадины. Крупно-обломочные (флювиогляциальные) отложения, развитые на востоке, переходят в песчаники и пелиты на западе. Это дагомейская, вероятно кембрийская, моласса. На востоке на этот комплекс надвинуты чешуи Бузм или Тиеле. На формацию Бузм, в свою очередь, надвинуты породы серии Атакора с полифазным метаморфизмом. Последняя является аналогом аквапимской серии, которая выходит на поверхность южнее.

Еще далее на восток располагается впадина Бенинской равнины, слагаемая мезо- и катазональными гнейсами, которые соответствуют дагомейским образованиям, по М. Року. Для древнего активизированного основания (ортогнейсы Лама-Кара) получены цифры возраста 2077 ± 90 млн лет, что позволяет считать его бирримским. В других местах эти древние породы омоложены панафриканскими событиями (650—500 млн лет).

ЗОНЫ ДЕФОРМАЦИЙ

По обе стороны Западно-Африканского кратона располагаются мобильные зоны: система Фарузид и Дагомейд на востоке и система Фалемид-Мавританид и Рокеллид на западе.

Система Фарузид. Система включает две ветви: восточную и западную, разделенные гранулитовым массивом Ин-Уззал, ограниченными зонами скалывания. Западная ветвь представляет собой сложное полифазное тектоническое сооружение, включающее многочисленные комплексы, разделенные тектоническими контактами. Их развитие шло следующим образом: накопление супра-крупных кварцитов, которые секутся анорогенными гранитами (около 1750 ± 10 и 1837 ± 17 млн лет); около 1000 млн лет — накопление строматолитовой толщи; затем формирование толщи основных и ультраосновных пород, интерпретируемой как офиолитовый комплекс, с известково-щелочным магматизмом, сопровождаемым накоплением вулканогенно-обломочной ("зеленой") серии. Основная фаза панафриканского орогенеза, сопровождаемого метаморфизмом, имела место около 640—600 млн лет. Внедрение посттектонических гранитов продолжалось до 580 млн лет. Затем отлагалась пурпуровая толща отложений молассового типа с игнимбритами и субвулканическими гранитами Инсайз (530 млн лет). Восточная ветвь Фарузид сходна с западной, однако в ней присутствует толентовый вулканизм, а внедрение основных и ультраосновных пород (офиолитового комплекса) произошло раньше — до эпохи посттектонического плутонизма с возрастом 870 млн лет. Большой мощностью отличаются здесь и вулканогенно-обломочные толщи верхнего фарузия. Основная панафриканская фаза пока не установлена.

Расположенный далее к востоку Центральный Хоггар развивался полициклично. Верхнепротерозойские осадки заполняют здесь лишь узкие трог меридионального простираения среди активизированного и интродуцированного панафриканскими гранитоидами фундамента. Наконец, в Восточном Хоггаре имеется еще один панафриканский элемент: это узкий, долготно вытянутый пояс Тиририны, осадочная и орогеническая эволюция которого имела полностью энзалический характер, с внедрением гранитов около 600—580 млн лет.

Складчатый комплекс Фарузид протягивается в Адрар-Ифорас, где покровная структура приобретает еще более сложный характер. Зону контакта с кратоном можно наблюдать в Тимертине и Тауннанте. Она обозначена крупными чешуйчатыми покровами ультраосновного материала. Некоторые из этих покровов лучше выражены в Гурме, где они надвинуты на верхнепротерозойские платформенные отложения впадины Таудени.

Складчатые комплексы этого же возраста находятся на юге, на восточной границе впадины Вольта. Это чешуи Дагомеид, надвинутые на впадину Вольта. Они включают комплексы чешуй Тиеле (Бум) и Атакора; последние являются эквивалентом комплексов Оти и Дабанго-Бомбуака. И наконец, структурный комплекс равнины Бенин надвинут на комплекс Атакора. Все эти комплексы, от Хоггара до Бенина, интерпретируются как результат столкновения Западно-Африканского кратона с Туарег-Бенин-Нигерийским щитом, приведшим к закрытию океана около 600 млн лет.

Система Фалемид—Мавританид. С запада Западно-Африканский кратон ограничен сложной системой структур: цепью Мавританид герцинского возраста, следующей за более древним комплексом Фалемид, в котором серии впадины Таудени смяты и опрокинуты в сторону Западно-Африканского кратона. Эта панафриканская цепь скрыта на севере герцинской цепью; она проявляется на уровне р. Фалеме и продолжается к югу, где исчезает под синклинальню Бове. В Сьерра-Леоне она сменяется Рокеллидами, последняя значительная тектоническая фаза которых имела место 560 млн лет назад. Складчатые образования Рокеллид надвинуты на поднятия Лео и Ман.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Эпохи складчатости фанерозоя играли на рассматриваемой площади разную роль. Каледонская эпоха выражена в Африке незначительно (за исключением, может быть, Мавританид, где последним складчатым комплексом является верхний девон). Герцинская складчатость широко развита на крайнем севере Африки (Марокко), где она характеризуется большим количеством шарьяжей. Она проявляется и на крайнем юге (Капская провинция). В альпийское время положение усложняется. Последним тектоническим элементом в Африке, испытавшим деформацию, является Атласская система, которая, впрочем, скорее представляет собой смятый в складки чехол. За ним расположена совершенно экзотическая для Африки Эр-Рифо-Телльская складчатая система. Ее элементы тектонически перемещены с севера через Средиземное море в начале миоцена.

Большое значение для формирования современной структуры континента имело образование рифтовых поясов Восточной Африки, начавшееся в конце палеогена—неогена. В конце палеогена произошло раскрытие Аденского залива и Баб-эль-Мандебского пролива. Между 30 и 25 млн лет назад раскрываются отдельные рифты Афара. С этого времени базальтовый (щелочнобазальтовый), андезитовый и отчасти риолитовый вулканизм получает полное развитие, продолжаясь в плейстоцене и в настоящее время.

Начиная с района Афара раскрывается Эфиопский рифт, принадлежащий к восточной системе рифтовых структур. Он прослеживается до района гор

Кения и Килиманджаро. С другой, западной, системой рифов связаны озера Киву и Танганьика. К этим разломам приурочен довольно значительный, в основном неогеновый и четвертичный, вулканизм. Он был представлен трахитами, андезитами, иногда риолитами (пантеллериты).

Третичный и четвертичный вулканизм широко проявился в Ахаггаре и Тибести. Вначале имели место излияния базальтовых лав, затем кислых, в особенности фонолитовых. В Тибести важную роль играют игнимбриты. От Тибести базальтовые вулканы тянутся в направлении Триполи. Другие вулканы размещаются на юге, вдоль линии Камеруна и островов от Фернандо-По до Сан-Томе. Центры излияний появляются и внутри континента, но они не образуют хорошо выраженных цепочек. Все же можно предположить, что вулканический ансамбль, протягивающийся от Триполи до горы Камерун, маркирует следы зарождающегося рифта.

На крайнем севере, в Марокко и в районе Орана, вулканическая активность была также значительна: базальтовые вулканы Среднего Атласа, трахиандезитовые (шошонитовые) района Мелильи, наконец, трахитовые и фонолитовые Антиатласа (Сируа, Сархро). Большинство этих вулканов относится к неогену, но есть и четвертичные.

СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ АТЛАСА

В ходе мезозойской эволюции северной окраины Африки формируются начиная с лейаса внутрикратонные прогибы (типа незавершенных рифтов) широтного—северо-восточного простирания, непосредственно связанные со Средиземноморьем (рис. 13). Главная фаза складчатости имеет место в них в конце олигоцена. В это время заполняющие их толщи были смяты в складки юрского типа с острыми антиклиналями и широкими синклиналями с широтным—северо-восточным направлением. В миоцене структуры подверглись новому сжатию: антиклинали были запрокинуты и трансформированы в надвиги с надвиганием одного крыла складки на другое, а в бортах складчатого сооружения, как на севере, так и на юге, — на породы молассовых впадин. Вертикальные поднятия начались в конце плиоцена и продолжались в четвертичное время, сформирован современный рельеф Атласа (с высотами более 4000 м в Марокко).

АЛЬПИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ РИФА И ТЕЛЯ

Если сооружения Атласа являются результатом деформации окраины африканского континента, то комплексы Рифа и Теля представляют собой совершенно своеобразные — экзотические — структуры. В этом сложном сооружении можно схематически выделить два элемента: внутренние зоны — по краю Средиземного моря — и внешние — периферические — зоны (см. рис. 13).

Главные элементы внешней зоны Рифа образовались на средиземноморской окраине и континентальном склоне Африки, постоянно обновлявшихся благодаря эшелонированному смещению Африки относительно Иберийского полуострова в течение мезозоя. Затем эти элементы были перемещены в тортоне и заняли в итоге свое теперешнее положение [The Precambrian..., 1980]. С заключительной фазой этих движений связано образование тектонической единицы Предрифа в форме олистострома, соскользнувшего в Мессинский морской бассейн. Весь ансамбль пород внешней зоны занимает край африканской платформы; к западу он пересекает Гибралтарский пролив и протягивается до абиссальных равнин Атлантического океана.

Внутренняя зона — это совершенно экзотический элемент альпийского происхождения, отторгнутый от края Европейского континента, который в то время

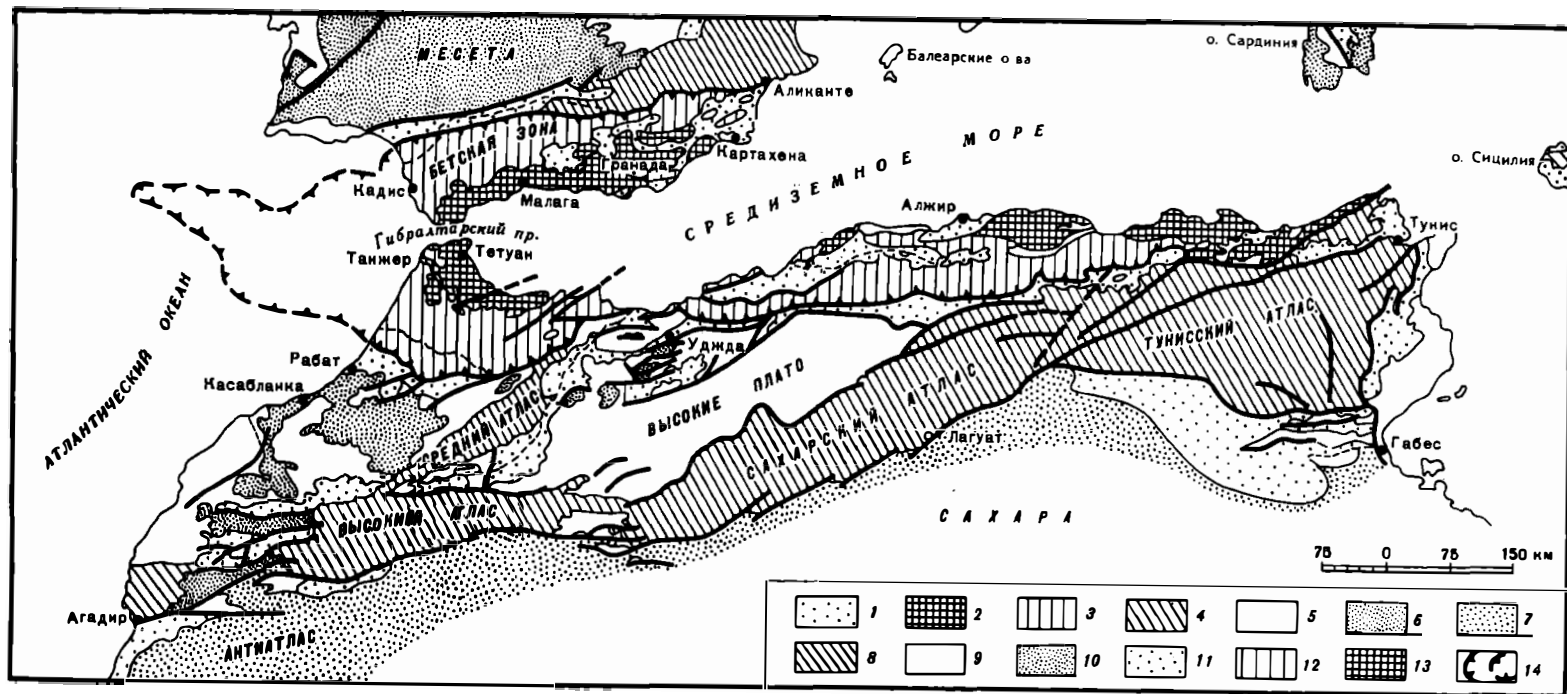


Рис. 13. Структурная схема Северо-Западной Африки

Африка: 1 — главные неогеновые впадины; 2, 3 — область Рифа-Теля; 2 — внутренняя зона и флиш (покровы Тизирен и Нумидий), 3 — внешняя зона; 4, 5 — Атласиды; 4 — Атласский подвижный пояс, 5 — мезозойский и третичный чехол; 6, 7 — герциниды; 6 — герцинский подвижный пояс, 7 — область Анти-Атласа и Сахары, палеозойский чехол. Европа (Иберийский полуостров): 8—10 — Месета; 8 — деформированный мезозойский

и третичный чехол, 9 — слабосмятый мезозойский и третичный чехол, 10 — герцинские (складчатые комплексы) (местами с докембрием); 11—13 — Бетский пояс: 11 — основные неогеновые впадины, 12 — внешняя часть пояса, 13 — внутренняя часть пояса и флиш (покров Альжиб); 14 — границы аллохтонных комплексов Бетского пояса и Рифа на суше и на дне Атлантического океана

был образован структурами современных островов — Балеарских, Корсики и Сардинии. Разъединение произошло тогда, когда началось вращение Корсики и Сардинии в восточном направлении и раскрылось море Прованса, т.е. в конце олигоцена или начале миоцена. Эти разрозненные элементы заняли свое современное положение у края африканской платформы перед мессинием. История формирования описанных структур завершилась в мессинское время сжатием и шошонитовым вулканизмом по краю Средиземного моря.

АНГОЛА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА

АРХЕЙСКИЕ ЯДРА КРАТОНА

В Анголе границы Центральноафриканского кратона установить трудно. Кратон был переработан более молодыми циклами, однако во многих местах массы древних пород сохранились достаточно хорошо. Кроме того, восточная и юго-восточная границы перекрыты мощным фанерозойским чехлом. В Анголе присутствуют метаосадочные породы древнее 2800 млн лет и более молодые, возраст которых тем не менее превышает 2500 млн лет [Cavvalho, 1983]. Гораздо более древние породы развиты, вероятно, на юго-западе Анголы. Это метаосадки с прослоями амфиболитов (первоначально толентовых и, возможно, коматиитовых базальтов), кристаллических известняков и кремней. Метаосадочные породы подверглись региональному метаморфизму низкой ступени (зеленосланцевой фации) и воздействию нескольких фаз деформации. Эти породы сопровождаются гранитоидами, испытавшими более позднее омоложение, в особенности в эбурнейскую эпоху. Полученные методом изохрон возраста (Rb—Sr-метод по всей природе) составляют ~ 2000, ~ 1400—1300, ~ 1000 и ~ 500 млн лет. В юго-западных районах Анголы и в Северной Намибии тот же комплекс метаосадочных пород прорван габбро-анортозитами и гранитами. Некоторые из этих гранитоидов, включая эбурнейские (~ 2200 млн лет), прорывают также и породы габбро-анортозитового комплекса. Для них K—Ar-методом установлены возраста ~ 2000, ~ 1300, ~ 1000 и ~ 500 млн лет. Речь идет, естественно, о минимальных значениях возраста, и габбро-анортозитовый комплекс, в частности, может иметь более древний возраст, возможно, близкий возрасту пород Великой дайки Зимбабве, т.е. ~ 2500 млн лет, или же возрасту габбро и норитов габбро-норитового и чернокитового комплексов, т.е. не менее ~ 2800 млн лет; метаосадочные породы могут, таким образом, соответствовать архейским зеленокаменным поясам юга Африки. Гнейсы, мигматиты и гранитоиды могли образоваться из первичных гранитоидных пород, переработанных в течение ряда последовательных фаз, из которых главной была, вероятно, эбурнейская.

В Анголе на гнейсах и мигматитах района Кассинга с возрастом, вероятно, около 2800 млн лет [Cavvalho, 1983] несогласно залегают метаосадки [Bassot et al., 1980—1981], сгруппированные в несколько комплексов, которые местами с несогласиями перекрывают друг друга. Древнейшим из них является интенсивно смятая в складки группа Ямба, для которой, по данным Г. Корпершока, различаются три фазы деформации. Группа Ямба содержит кислые вулканиты и осадочные породы — преимущественно граувакки, кварциты, кремни, подушечные лавы, ленточные джеспилиты, итобириды, песчаники и сланцы.

В центральной части описываемой территории группа Ямба, а также гнейсы и мигматиты несогласно перекрыты породами группы Шиванда-Негола—Утенде-Села, сложенной вулканогенно-осадочными породами с песчаниками, ит-

биритами, сланцами и конгломератами. Вулканические породы неотличимы от пород группы Ямба. В районе Кассинга смятие пород группы Шиванда (Куанджа) было гораздо менее интенсивным, чем группы Ямба. Различаются, по-видимому, только две фазы деформации: первая, обусловившая формирование синклинали Куанджа, и вторая, вызвавшая ее деформацию.

Группа Ямба прорвана габброидными породами, которые, вероятно, связаны с габбро-анортозитовым комплексом Юго-Западной Анголы. Группы Ямба и Шиванда-Негола—Утенде-Села были прорваны и перекрыты сверху кварц-полевошпатовыми порфирами и связанными с ними вулканическими породами (игнимбритами, фельзитами, риолитами, дацитами, андезитами и др.). Затем все перечисленные породы (обе вышеупомянутые группы, порфиры и вулканы) были прорваны двумя генерациями эбурнейских гранитов с возрастом (изохронный, Rb—Sr-метод, валовая проба) 2200 и 1800 млн лет. Порфиры и сопровождающие их вулканы по химическому составу и петрографическим особенностям сходны с породами супергруппы Вентерсдорп (2400? млн лет) и формации Маквасси (2600 млн лет) Южной Африки. Возраст порфиров и вулканических пород в Анголе определяется в 2210 млн лет (изохронный Rb—Sr-метод, валовая проба), однако этот возраст может соответствовать эбурнейской перекристаллизации [Carvalho, 1983].

Группы Ямба и Шиванда-Негола—Утенде-Села подвергались метаморфизму низкой ступени (зеленосланцевой фации) и, возможно, соответствуют зеленокаменным поясам двух различных возрастов. Возраст группы Ямба, очевидно, заключен между 2800 и 2600 млн лет, а группы Шиванда-Негола—Утенда-Села — между 2700 и 2600 млн лет. Последняя группа, возможно, является продолжением в Анголе комплекса Луиза (Заир), главная фаза метаморфизма которого имела место на рубеже около 2423 млн лет, а накопление породы также произошло ранее 2700 млн лет (данные Д. Делхала и др. — см. [Carvalho, 1983]).

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (ЭБУРНЕЙСКИЕ) КОМПЛЕКСЫ

Эбурнейский цикл хорошо представлен в Анголе вулканогенно-осадочными и интрузивными породами кислого и основного состава преимущественно в западных и северо-восточных областях, где фанерозойские отложения были уничтожены эрозией. Похоже, что осадконакопление этого времени происходило в "геосинклинальных" зонах.

В течение эбурнейского цикла основные и гранитоидные породы Центральноафриканского кратона были интенсивно метаморфизованы, мигматизированы, гранитизированы, переработаны, эродированы и переотложены. Породы подверглись тектоническим деформациям с преимущественной северо-восточной и северо-западной ориентировкой структурных направлений. Эбурнейские метаосадочные породы развиты в центральных и западных областях, простираясь за северную границу с Заиром (Кимези) и южную границу с Намибией (группа Хоабендус). К северу от блока Маланже они образуют группу Лулумба (интродуцированную гранитами типа Виста-Алгре) и, возможно, группу Уонде. Мигматизацию и гранитизацию метаосадков можно наблюдать в контакте с эбурнейскими гранитами. Южнее, в районе Кассинга, группа Бале несогласно перекрывает группу Ямба, однако нигде не контактирует с группой Шиванда (Куанджа). Складчатость носит умеренный характер и выражается беспорядочно расположенными пологими куполами и депрессиями, однако севернее (в районе Вила-Нова-де-Зель) и вблизи южной границы (в районе Отжинжо) слои приобретают соответственно северо-западное и северо-северо-западное простирание и круто погружаются по направлению к юго-западу и северо-востоку соответственно. Группа Бале прорывается эбурнейскими гранитами. Группы Лулумба и Уонде сложены сланцами, кварцитами, аркозами, конгломератами, амфиболитами и метаморфизованными основ-

ными лавами. К югу от блока Маланже эбурнейские метаосадочные породы включают кварциты, линзы конгломератов, кремни, аркозы и сланцы, местами (район Читадо) линзы мрамора.

Возраст гранитов Виста-Алегре (Rb—Sr и U—Pb-методы) составляет около 2000 млн лет. К югу от блока Маланже были определены следующие возраста (изохронный Rb—Sr-метод, валовая проба): гнейсы и магматиты — 2040—1800 млн лет; биотитовые граниты — 2200—1940 млн лет; порфиробластовые граниты (типа Кибала) — 2160—1800 млн лет. В восточной части выходы эбурнейских метаосадочных пород образуют верхнюю метаморфическую группу Лунда преимущественно северо-северо-западного и северо-восточного простирания, которая с перерывами тянется от крайнего северо-востока до 10° ю.ш. Эта группа включает конгломераты, сланцы, кварциты и песчаники. В метаосадочных породах могут присутствовать дайки и силлы долеритов и пород габбро-диоритового состава. Возраст этих основных пород (K—Ar-метод) определяется между 1300 и 1500 млн лет [Carvalho, 1983], как и возраст основных пород в вулканогенно-осадочном комплексе Лулуа (Заир). Следует заметить, однако, что в одном случае возраст долеритов комплекса Лулуа определен (K—Ar-метод) около 2000 млн лет [Cahen et al., 1984]. Вулканогенно-осадочному комплексу Лулуа в Анголе соответствует верхняя метаморфическая группа Лунда.

В конце раннего протерозоя на западе центральной части Анголы отмечается проявление тектоно-магматической активизации ("событие"). Для него получены следующие возраста (изохронный Rb—Sr-метод, валовая проба): около 1700 млн лет для интрузивных лейкогранитов на юго-западе и ортогнейсов Руакана и около 1650 млн лет для известково-щелочных гранитов Чикала-Какула и Канжала. Указанная цифра для гнейсов, очевидно, соответствует возрасту катаклаза и перекристаллизации. Часть этих пород была внедрена во время крупного магматического и термотектонического события, интенсивно проявившегося на юге центральных регионов Анголы, от р. Кунене до 13° ю.ш. и далее до северных районов Намибии.

Майомбские породы Заира протягиваются на территорию Анголы от границы в южном направлении почти до 7° ю.ш. Эти породы прорваны несколькими гранитными интрузиями. Возраст некоторых из них установлен в Заире и составляет 1027±56 млн лет (U—Pb-метод). Часть их тем не менее петрографически сходна с эбурнейскими гранитами, что свидетельствует о том, что по меньшей мере часть комплекса майомбских пород, протягивающихся в Анголу с территории Заира, скорее всего принадлежит эбурнею.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (КИБАРСКИЕ) КОМПЛЕКСЫ

На юго-западе Анголы выходят на поверхность породы, возраст которых определяется в пределах 1400—1300 и около 1100 млн лет. Весь этот комплекс пород имеет юго-восточное простирание и, вероятно, продолжается в северо-восточном (группа Оэндолонго s. str.) и восточном (группы Луана и Нижняя Маломбе) направлениях. Переходы между этими группами скрыты под чехлом впадины Калахари. В некоторых местах породы группы Оэндолонго (s. str.) несогласно перекрывают породы группы Ямба, Шиванда-Негола—Утенде-Села и эбурнейские граниты. Группа Оэндолонго (s. str.) сложена классическими породами (конгломератами, кварцитами, песчаниками). Группа Луана включает конгломераты, кварциты, сланцы, алевролиты, песчаники и кремни и простирается с перерывами от крайнего северо-востока Анголы до района Альто-Замбези (группа Нижняя Маломбе). Группа Луана интродуцирована основными породами и щелочными гранитами, порфирами и фельзитами. Изотопные возраста основных пород и гранитов пока не определены. Однако можно сказать, что граниты связаны с эпохой эпиорогенических движений, для которых характерны структурные

направления юго-юго-западного и юго-западного простирания, что совпадает с доминирующими направлениями в Юго-Западной Анголе, где встречаются интрузивные красные граниты. Эти красные граниты (1400—1300 млн лет) перекрыты субгоризонтальным плащом метаосадков группы Шела. И те и другие породы секутся дайками норитовых долеритов и силлами. Они имеют меридиональное до северо-западного (30°) простирание и протягиваются с территории Намибии к северу, достигая окрестностей Лобито в Анголе. Они моложе формации Леба-Тхамалинди, сложенной доломитовыми известняками со строматолитами и подстилаемой группой Шела. Для норитовых долеритов К—Аг-методом установлен возраст около 800 млн лет, но изохронный Rb-Sr-метод дает цифры порядка 1100 млн лет. Эти долеритовые породы секут более древние долеритовые дайки (с простиранием от 30 до 60°), которые, в свою очередь, прорывают красные граниты. Возраст даек составляет [Silva et al., 1973] 1200 млн лет (К—Аг-метод). По составу и возрасту кибарский комплекс юго-западных районов Анголы сходен с группой Синклер и породами магматической дуги Рехобот (Намибия и Ботсвана) с возрастом 1400—950 млн лет (Ирумидский цикл).

Метаосадки в районе населенных пунктов Матала, Кахама и Шитадо сложены преимущественно конгломератами, кварцитами и в подчиненном количестве известняками и принадлежат кибарскому циклу, несмотря на то, что они древнее красных гранитов.

КОМПЛЕКСЫ КАТАНГСКОЙ (ПАНАФРИКАНСКОЙ) ЭПОХИ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Верхи докембрия хорошо представлены в Анголе. Метаосадочные и изверженные породы этого возраста выходят на северо-западе, юго-западе и востоке страны. Все эти породы имеют, вероятно, возраст меньше 1000 млн лет. Их выходы продолжают выходы Шабы (бывшая Катанга, Заир). Речь идет о группах Верхней Маломбе (алевролиты, известняки, конгломераты) — аналоге серии Роан в Анголе — и Макондо (сланцы, известняки, песчаники) — аналоге группы Кунделунгу. Выходы в целом вытянуты в северо-восточном направлении. Западнее в долинах некоторых рек имеются обнажения, позволяющие говорить о связи групп Верхняя Маломбе и Макондо с супергруппой Дамара (кристаллические известняки, кварциты, амфиболиты) в районе водопада Буаканы. Создается впечатление, что северный край этих выходов описывает большую дугу в северной части Намибии, затем вновь идет в северо-западном направлении, возвращаясь в Анголу на юго-западе в районе г. Иона, и обрывается вблизи Атлантического океана в окрестностях Порту-Алецандри.

На северо-западе обнаружено продолжение панафриканских образований Заира. Группа Террейру является здесь, вероятно, аналогом группы Сансиква Заира. Что касается нижней части бывшей группы Сансиква Анголы, образованной подгруппами Лулумба и Уонда, то породы этих подгрупп секутся телами гранитоидов с радиологическим возрастом около 2000 млн лет. Панафриканские структуры на северо-западе Анголы имеют в основном юго-восточное простирание. Слои западной части супергруппы Западного Конго, сложенной различными типами осадочных пород и сланцев, были сильно смяты в складки и нарушены разломами, в то время как восточнее они не испытали деформации и отличаются здесь пластообразным залеганием. Это же наблюдается и на юге блока Маланже.

Метаосадочные комплексы панафриканской эпохи на территории Анголы часто сопровождаются гранитизацией и основными породами, син- или постседиментационными (граниты и сиениты Западного Конго и комплекс изверженных пород на юго-западе). В районе верхнего течения Замбези наблюдаются крупные выходы долеритов, спилитов, трахиандезитов, более молодых, чем группа Верхняя Маломбе. Возраст этих пород около 500 млн лет (К—Аг-метод).

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

На территории Анголы комплекс Карру перекрыт более молодым чехлом и относительно плохо изучен. Небольшие его выходы имеются в южной части долины р. Кунене. На северо-востоке выходы более обширны, породы здесь лучше сохранились в грабенах, ограниченных сбросами северо-восточного и северо-западного простирания, где различают группу Лютоа (аналог группы Лукуга Заира) и плохо изученную группу Кассанже. Во многих местах с группой Кассанже ассоциирует сланцево-песчаная континентальная толща позднеюрского—раннемелового возраста с филлоподами. Широко распространены в Анголе континентальные отложения мела, особенно на северо-востоке, где они представлены формацией Калунда. Формация сложена преимущественно песчано-глинистыми породами и алмазоносными конгломератами. Внедрение алмазоносных труб и долеритов произошло во время накопления пород формации Калунда.

Возраст осадочных бассейнов, сосредоточенных у побережья Анголы, варьирует от доаптического до голоцена. В некоторых из этих впадин имеются промышленные скопления нефти, которые используются на протяжении двух последних десятилетий.

Кайнозойские отложения покрывают значительную часть территории Анголы. Наиболее эффектно они представлены в группе Калахари, породы которой протягиваются от Заира до Южной Африки через Анголу, Намибию и Ботсвану. В пределах Анголы группа Калахари состоит из двух подгрупп: нижней, палеогенового (возможно, эоценового или олигоцен-миоценового) возраста, сложенной полиморфными песчаниками с диатомитами и конгломератами, и верхней, неогенового (без верхнего плиоцена) возраста, несогласно перекрывающей отложения нижней подгруппы и сложенной преимущественно охряными песками.

Мезозойский (в основном меловой) магматизм в Анголе был интенсивным и широко распространенным. Базальты (228—84 млн лет), щелочные породы и карбонатиты (138—83 млн лет), кимберлиты (134 млн лет) и долериты (120—95 млн лет) являются наиболее типичными магматическими породами и играют важную роль в экономике благодаря их разнообразной минерализации. Мезозойские магматические породы внедрились вдоль зон разрывов субширотного, северо-западного и юго-западного простирания. Субширотное направление (80°), совпадающее с простиранием трансформного разлома Атлантического океана, относится только к мезозойскому времени; остальные направления проявлялись в разные отрезки времени, начиная с эбурнейской эпохи [Carvalho, 1983]. В соответствии с геохронологическими данными разломы с простиранием 20 и 60° принадлежат кибарскому циклу. Разломы меридионального простирания Северной Анголы имеют четвертичный возраст, а разломы с простиранием 80° — домезозойские [Carvalho, 1983].

ВОСТОЧНАЯ АФРИКА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА

ТАНЗАНИЙСКИЙ КРАТОН

Танзанийский кратон занимает большую часть Центральной и Западной Танзании, простирается на север в Западную Кению и подстилает оз. Виктория. Окраинные области Танзанийского кратона, принадлежащие более молодым подвижным поясам, окружающим кратон, переработаны более молодыми структурами. К востоку лежит Мозамбикский орогенный пояс (термальные и магматические события его датируются около 1000—400 млн лет), который включает переработанный материал кратона. Юго-западная, южная и юго-восточная границы Танзанийского кратона определяются дугообразным поясом Рузизи—Убенди—Усагара, термальные и магматические события которого датируются около 2000—1700 млн лет.

Западная граница определяется поясом Карагве—Анколе кибарского возраста (около 1100 млн лет), а северо-западная — поясом Рувензори эбурнейского возраста (около 1950 млн лет).

Преобладающими являются гранитные породы с останцами метаосадочных и метавулканических образований. На юге (т.е. на большей части Танзании) эти останцы относительно невелики и состоят из метакварцитов (местами полосчатых и гематитовых), мраморов, тальковых, хлоритовых и корундовых сланцев, амфиболитов и роговообманковых гнейсов, носящих общее название комплекса Додома. С южнее останцы встречаются чаще, они крупнее и отличаются более слабым метаморфизмом; их можно разделить на более древнюю группу Ньянза (возможно, эквивалентную комплексу Додома) и более молодую — Кавирондо. Группа Ньянза — это типичные зеленокаменные породы с преобладанием метавулканитов — основных, средних и кислых лав и пирокластов — и связанные с ними турбидитовые метаосадки с градиционной текстурой и полосчатые железистые руды. Группу Кавирондо слагают крупнозернистые метаосадки молассового типа с грубозернистыми песчаниками и конгломератами в основании и вверху толщи, разделенные пластами граувакк. В Танзанийском кратоне установлена серия гранитоидов с ранними полосчатыми гнейсовидными и мигматитовыми гранитами, более поздними гранодиоритами и гранитами и посторогенными порфиоровыми гранитами с ориентированной текстурой, с которыми ассоциируют малые интрузии гранодиоритов и кварцевых сиенитов.

Судя по результатам определения возраста изохронным Rb—Sr-методом (валовые пробы), существовало два основных периода гранитного магматизма — около 2740 и около 2540 млн лет причем более молодое событие было более распространенным. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ типично колеблется между значениями 0,7010 и 0,7020, что свидетельствует против образования гранитов за счет переработки древней континентальной коры. Новейшие геохронологические исследования, по-видимому, опровергают представления об очень древнем (около 3000 млн лет) возрасте, сложившиеся в результате исследований, проведенных до 1975 г. Накопление осадков группы Кавирондо происходило между двумя основными эпохами гранитообразования; время накопления более древних пород групп Ньянза и Додома не установлено.

В пределах главной центральной зоны Танзанийского кратона, вдали от переработанных окраинных зон, тектонический стиль определяется вертикальными движениями коры, которые связаны с гранитным магматизмом и высоким тепловым потоком. В останцах додомских супракрустальных пород и соседствующих с ними гранитах и мигматитах крупные складки отсутствуют, хотя намечается общая запад-северо-западная ориентировка останцов (зеленокаменные пояса). На севере породы групп Ньянза и Кавирондо пережаты в узкие пояса, а развитые здесь же граниты имеют плоскостную текстуру. Беспорядочная ориентация осей складок контролируется, видимо, прилегающими гранитными батолитами. Местами линейные тектонические направления определяются архейскими роями даек; так обстоит дело, например, с восток-северо-восточной ориентировкой в центральных районах Северной Танзании. Крутые зоны скалывания протерозойского возраста также проникают в пределы основной части кратона. Общая степень метаморфизма пород высока, за исключением крупных северных зеленокаменных поясов и посттектонических гранитов.

ПОЯС РУЗИЗИ—УБЕНДИ—УСАГАРА

Рузизи-Убендийская часть этого пояса протягивается в северо-западном направлении от Южной Танзании до Бурунди на расстояние около 1000 км; ширина пояса одинакова на всем протяжении и составляет около 200 км. На самом юге Танзании пояс поворачивает на восток, частично захватывая крайний север Ма-

лави, а затем уходит в северо-восточном направлении и тянется еще на 300 км по югу Танзании. Пояс Убенди разделяет более древние Танзанийский и Замбийский кратоны. Первоначально этот пояс развивался фактически как энсиалический рифт. Последующие тектоно-термальные и магматические события повлияли на окраины кратона и более молодые породы настолько, что границы кратонов и пояса нельзя определить как единую линию: переходы между ними постепенны. Пояс Усагара помогает определить юго-восточную границу Танзанийского кратона. На структуру этого пояса значительно повлияли панафриканские события в пределах Мозамбикского орогенного пояса меридионального направления. Вследствие этого возраст некоторых тектоно-термальных событий в пределах пояса Усагара остается неясным (см. ниже).

Кроме кварц-полевошпатовых парагнейсов, образовавшихся по породам осадочного выполнения первично энсиалической впадины, в поясе Убенди присутствуют метавулканы, включая метабазалты, ультраосновные тела, метаанортозиты, крупные тела синорогенных или посторогенных тоналитов и гранитов и рои долеритовых даек. Часто встречаются зоны катакlastических пород, а в некоторых местах устанавливается архейский "фундамент". Серия метаосадков пояса Усагара, состоящая из биотитовых и роговообманковых гнейсов, мигматитов, метакварцитов, мраморов, мусковитовых гнейсов и амфиболитов, залегает на более древнем (Паранга) фундаменте. Местами метаосадки Усагара несогласно перекрыты более молодой серией супракрустальных пород (метавулканы и метаосадки Ндембра). Все толщи испытали влияние тектоно-термальных событий и гранитных интрузий.

Определения изохронного возраста гранитов Rb—Sr-методом по валовым пробам на всем протяжении пояса дали 1800—1700 млн лет. Большинство плутонов оказывается древнее вулканитов Ндембра, возраст которых 1925 ± 33 млн лет (Rb—Sr-метод, валовая проба). Rb—Sr-методом по валовым пробам установлен возраст более раннего термального события: 1950 ± 90 млн лет. Однако изучение цирконов из пояса Усагара позволяет предположить, что имели место еще два периода наложенного метаморфизма (см. ниже) с возрастом 652 ± 10 и 590 ± 70 млн лет, обусловленного мозамбикскими событиями. Возраст минералов пояса Усагара дает цифры в интервале от 1950 до 420 млн лет. Первичные изотопные соотношения указывают на то, что некоторые граниты имеют мантийное происхождение, в то время как гнейсы состоят из переработанного материала коры.

Интенсивная переработка фундамента пояса Убенди приурочена к эбурнейским тектоно-термальным событиям. Образовались сжатые складки с осями северо-западного направления и субвертикальной плоскостной структурой. В результате метаморфизма амфиболитовой фации, сопровождавшего деформацию, образовались крупные зоны мигматитов и анатектические граниты. Гнейсовые структуры северо-западного направления пересекаются наклонными сдвиговыми зонами. Тектоника пояса Усагара сложнее ввиду сильного влияния наложенного на него Мозамбикского складчатого пояса. На раннюю генерацию запрокинутых складок с сильно выраженными линейными элементами, параллельными складчатым осям восток-юго-восточного простираения, наложены складки северо-восточного до северо-северо-восточного направления. Имеются тектонические зоны, сложенные гнейсами, в составе которых различаются породы как архейского, так и усагарского типа. Установлены две крупные эпохи метаморфизма — более ранняя с метаморфизмом гранулитовой фации, местами приведшим к образованию чарнокитов, и последовавший за ней метаморфизм амфиболитовой фации.

Ирумидский пояс занимает большую часть Восточной Замбии и Северо-Западной Малави и граничит с блоком Бангвеулу на северо-западе и Мозамбикским поясом на востоке. Северо-западная окраина пояса включает полосу развития осадочной серии Мува, которая несогласно залегает на ранне-среднепротерозойском фундаменте, сложенном гранитоидами и супракрустальными породами; мощность серии заметно увеличивается во внутренней части пояса. Ирумидский орогенез (около 1200—1100 млн лет) привел к образованию хорошо выраженного форланда, характеризующегося наличием нескольких складчатых и надвиговых зон, доказывающих значительное поперечное сокращение пояса. Для внутренней зоны характерны дивергентная структура, а также гранитоидный магматизм и метаморфизм амфиболитовой фации.

Сооружения Ирумидского пояса переходят на востоке в гнейсы Мозамбикского пояса с гранулитовым метаморфизмом. В юго-западном направлении Ирумидский пояс, возможно, сливается с магматической дугой Рехобот в центральных районах Намибии, где супракрустальные серии и основные до кислых интрузивные породы составляют северо-западную границу кратона Калахари. Эта дуга гибнет кратон и дальше, к юго-западу в Намибии, где вулканический пояс Синклер (1300—1100 млн лет) образует крупную провинцию известково-щелочного магматизма.

МОЗАМБИКСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Мозамбикский складчатый пояс как тектоническая единица простирается вдоль восточного края континента от Эфиопии и Сомали до Южной Африки. Длина пояса 5000 км. Ширина его неизвестна (см. ниже), однако превышает 300 км. Вместе с тем породы с радиометрическим панафриканским возрастом на западе и севере выходят за тектонические границы пояса.

Часть западной окраины от Уганды до Зимбабве — это четко выраженная зона, шириной до 60 км, тектонической переработки (катаклиз, скальвание, пластическое течение) более древнего материала коры и супракрустальных пород мозамбикского возраста. В этой зоне Мозамбикским поясом определяются восточные границы Угандского, Танзанийского и Замбийского (блок Бангвеулу) щитов, кратона Зимбабве, а также более древних наложенных подвижных зон — поясов Лимпопо и Убенди—Усагара. Западная граница в районе к северу от зоны скальвания Асва в Уганде не определена, хотя Суданский щит и образует форланд. В Южной Африке западная граница скрыта под фанерозойским платформенным чехлом. Извилистая северная граница в Эфиопии и южных районах Египта намечается вдоль деформированного контакта слабометаморфизованных метавулканитов и связанных с ними метаосадков, залегающих тектонически выше гнейсов Мозамбикского складчатого пояса. На больших площадях на севере метаморфические породы перекрыты кайнозойскими вулканическими и осадочными породами рифтовых долин. Восточная граница пояса неизвестна. Она либо скрыта под фанерозойскими осадочными породами восточного побережья и континентального шельфа, либо уничтожена во время мезозойского раскола Гондваны.

В пределах северной части пояса, т.е. к северу от центральной области Танзании, наблюдается широкое разнообразие метаосадков, метавулканитов и интрузивных магматических пород. Все цифры радиометрического возраста этих пород (валовые пробы и возраст минералов) лежат в диапазоне от 1000 до 400 млн лет. Для мигматитов, свойственных низким тектоническим уровням и считающихся переработанным более древним "фундаментом", получены примерно такие же цифры; пока, следовательно, нет данных о раннепротерозойском или более древнем сиалическом ложе в этом регионе. Метаосадочные и метавулканические породы, обладающие разной степенью метаморфизма и выделяемые под разными местными

названиями, прорваны до-, син- и посттектоническими гранитами, основными, ультраосновными и анортозитовыми интрузиями.

На юге (Южная Танзания, Замбия, Малави, Мозамбик и Зимбабве) складчатый пояс включает более древние переработанные породы и является, таким образом, изначально энсиалическим. Здесь большее значение приобретают интрузивные породы, супракрустальные же образования относительно маломощны и представлены мелководными отложениями, переходящими в западном направлении на устойчивый форланд. Супракрустальные породы отличаются большим разнообразием и метаморфизованы опять-таки до гранулитовой фации. Значительные ареалы развития гранитов включают ранние плутоны (например, граниты Ньика и Дзаланьяма в Малави), а также поздние граниты. Имеются также крупные пертитовые (метасоматические), известково-щелочные, кольцевые сиенитовые интрузии, метаосновные комплексы, останцы ультраосновных тел. Наблюдается несколько поколений пегматитов, особенно в Зимбабве и Мозамбике.

История развития Мозамбикского пояса насчитывает более 600 млн лет. Седиментация и вулканизм в пределах пояса начались около 1050 млн лет, хотя некоторые супракрустальные комплексы на юге (например, Умкондо) могут быть гораздо древнее. Период приблизительно от 900 до 600 млн лет был отмечен рядом магматических импульсов, сопровождавшихся высоким геотермальным градиентом, вызвавшим появление полифазных метаморфических ассоциаций. В этом же временном интервале происходили и основные тектонические события. Посттектоническая магматическая активность, включая формирование роев пегматитов и даек, продолжалась вплоть до 450 млн лет. Окончательное остывание наступило к рубежу около 400 млн лет назад; оно определяется самыми молодыми возрастными слюдами (К—Аг-метод), отражающими, возможно, поднятие коры в области, выходящей за пределы тектонических границ пояса.

По простиранию пояса изменяются стиль тектонического строения и история пояса. Область к северу от Танзании имеет полифазную тектоническую историю, начавшуюся событием, в ходе которого возникли структуры, поперечные к меридионально ориентированному фронту орогена. В различных условиях метаморфизма, доходившего до гранулитовой фации, образовались опрокинутые складки, связанные с пакетом омолаживающихся сверху вниз надвигов. Для пород гранулитовой фации характерны относительно простые S и L структуры, в то время как области амфиболитового метаморфизма обнаруживают сложную складчатость. В результате субсеквентных тектоно-термальных событий образовались прямые складки и пояса скальвания (сдвига), субпараллельные фронту орогена, а также поперечные сдвиги, продолжающиеся в пределы форланда (например, зона сдвига Асва).

На юге тектоническая история осложнена присутствием более древних структур в "фундаменте", впоследствии подвергшемся переработке. Так, на севере Малави намечается до восьми тектонических событий, четыре из которых предшествовали Мозамбикской складчатости. Ранние Мозамбикские события здесь также породили структуры, поперечные фронту орогена. Ясно различаются зоны сдвигов, а также куполообразные поднятия и впадины.

АРАВИЙСКО-НУБИЙСКИЙ ШИТ

Докембрийский фундамент западных районов Аравии, Синая, Восточной пустыни Египта и гор на побережье Красного моря в Судане образует тектоническую область, характеризовавшуюся аккреционной тектоникой и ростом коры в период около 950—550 млн лет, в конце которого Аравийско-Нубийский щит был поднят выше уровня моря. Доминирующая роль в структуре щита принадлежит системе известково-щелочных магматических дуг, образованных слабометаморфизованными бимодальными и андезитовыми метавулканидами и интрузивными комплек-

сами, состав которых варьирует от габбро до гранитов. Тектонические границы вулканоплутонических поясов интерпретируются как швы (сутуры), поскольку с ними ассоциируют породы офиолитовой ассоциации. Изотопные данные показывают, что вулканические и интрузивные породы образовались в результате плавления мантийного вещества, предположительно над зонами субдукции; щит, таким образом, интерпретируется как аккреционное образование из материала внутриокеанских островных дуг. В Египте и Судане хорошо сохранившиеся и почти полные офиолитовые серии, обдурированные к западу, ассоциируют с тектоническим меланжем. Намечается зональное строение щита с поясом более древних пород (900—700 млн лет) на юге (юг Аравийского полуострова, Судан, южные районы Египта) и более молодыми сериями (700—500 млн лет) на севере (север Аравийского полуострова, Синай, северо-восточные районы Египта).

Высокометаморфизованные гнейсы Аравии, Синая, Хафиты и Сабалока имеют возраст не древнее панафриканского и могут представлять собой образования более глубоких горизонтов коры, эквивалентные по возрасту дуговым комплексам¹. Граница аккреционного Нубийского щита с Африканским континентом в настоящее время неизвестна; возможно, она проходит западнее Нила. Южнее, в Эфиопии, породы Нубийского аккреционного комплекса переходят в высокометаморфизованные гнейсы Мозамбикского пояса, но точные хронологические и структурные соотношения между этими двумя комплексами остаются неизвестными.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ—МЕЗОЗОЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Породы палеозойской континентальной фации Карру сохранились в ряде удлиненных впадин по всей Восточной Африке, включая Малави, Мозамбик, Танзанию, Кению, Южную Уганду (а также Мадагаскар). В позднем мезозое Восточная Африка представляла собой равнинную область, в которую море проникло со стороны раскрывающегося Индийского океана в западном направлении до береговой линии, то продвигавшейся вперед (максимум до 38° в.д.), то вновь отступавшей на территории Эфиопии, Кении и Танзании. Осадки, снесенные с континента, выполняют контролируемые разрывами впадины, подстилаемые различными докембрийскими породами. Сходным образом на докембрийский фундамент легли осадки и более поздних морских трансгрессий — никаких признаков того, что в основании здесь находилась океаническая кора, не существует. Хорошо сортированные песчанистые и глинистые осадки первоначально (в карбоне и перми) отлагались в относительно спокойных условиях во внутренних впадинах. Однако в пермско-триасовое время имело место активное разрывообразование, сопровождавшееся быстрым заполнением впадин плохосортированными песчанистыми осадками. В Танзании есть эвапориты, залегающие в верхних слоях серии, а на юге имели место крупные излияния базальтов. Общая мощность осадков может достигать нескольких тысяч метров.

Местами (например, в Сомали) наступание моря отмечено базальными конгломератами. Преобладающей породой является чистый известняк, мощность которого доходит до нескольких тысяч метров (в прибрежных районах Кении). Глинистая толща в верхней части разреза связана со вторым вторжением моря (см. ниже). В Танзании широко распространены континентальные осадки мелового возраста, известные под названием слоев Гундуру. Щелочные нагрузки и карбонатитовые центры извержений (местами с кольцевой структурой), а также крупная кимберлитовая провинция Танзании имеют мезозойский возраст. Возраст континентальных осадочных формаций варьирует от каменноугольного (локально

¹ Некоторые авторы относят эти породы к гораздо более древнему, раннепротерозойскому, возрасту; это мнение частично подтверждается находками минералов данного возраста в южной аравийской части щита. (*Прим. ред.*).

развитые ледниковые (?) отложения) и пермского до ниже- или среднеюрского. Морские условия установились в Танзании и Юго-Восточной Кении в средней юре, а в Северо-Восточной Кении, Сомали и Северном Мадагаскаре — в поздней юре. Активная разрывная тектоника в конце юры привела к перерыву в осадконакоплении, после чего в мелу последовало новое вторжение моря.

Местоположение осадочных бассейнов Карру, возможно, первоначально контролировалось влиянием древней трехлучевой системы рифтов, предопределившей последующее вторжение моря со стороны раскрывающегося — вследствие раскола Гондваны — Индийского океана. Однако это могут быть и не связанные с этим процессом опускания поверхности докембрийского континента. В толще палеозойских—мезозойских пород доминирует блоковая тектоника.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ И СИСТЕМА РИФТА

Система рифта Восточной Африки простирается в южном направлении от впадин Афар в Эфиопии до Бейры в Мозамбике. В центральных районах Восточной Африки система разветвляется на западный рифт Альберта, проходящий через Уганду, и восточный рифт Грегори, проходящий через Кению. С рифтом пространственно связаны третичные вулканические и осадочные породы. Осадочные породы сосредоточены внутри рифтов, за исключением морских осадков вдоль побережья. Центры вулканизма находятся в основном тоже в пределах рифтов, хотя лавы могут распространяться и за их пределы, ложась непосредственно на фундамент. Возраст наиболее ранних базальтов — около 30 млн лет; все последующие вулканические образования хорошо датированы, и разработана их детальная хроностратиграфия. Наряду с изотопными датировками использовались данные по изучению ископаемых остатков, включая остатки гоминидов в озерных слоях.

В раннетретичное время в Юго-Западной Эфиопии и Северо-Западной Кении шло накопление платобазальтов мощностью свыше 2000 м. За ними последовало накопление миоценовых базальтов, риолитов, игнимбритов, трахитов, фонолитов, пемзы и переслаивающихся с ними озерных осадков, прорванных малыми интрузиями щелочных гранитов. В плиоцене продолжалось формирование таких же вулканических и осадочных пород с преобладанием базальтовых, нефелинитовых, фонолитовых и трахитовых лав. В позднем плиоцене в результате морской трансгрессии в прибрежных районах Кении образовались мелководные осадки. В Афаре, начиная с рубежа 1,3 млн лет, началось образование океанической коры с излиянием базальтов и формированием сложных стратовулканов. В Кении же продолжавшееся излияние базальтов, трахитов и фонолитов, переслаивающихся с линзами озерных осадков, происходило без развития океанической коры.

Система рифта Восточной Африки начала развиваться в миоцене как группа не связанных между собой грабенов (рифтов) на сводах куполов с первоначально моноклиальным погружением и сбросами, наклоненными в направлении будущих рифтов. В позднем мелу в Центральной Кении и Эфиопии имело место куполообразование с крупным общим поднятием (около 500 м). За миоценовым этапом формирования краевых, ограничивающих рифтовые структуры сбросов последовало образование систем тесно расположенных сбросов по всей ширине зарождающихся рифтов. На протяжении миоцена отмечались повторные перемещения по сбросам. Более интенсивное сбросообразование в плиоцене вдоль узких центральных рифтовых поясов (особенно в Афаре) продолжалось и в плейстоцене, когда произошли крупные сбросовые смещения (вертикальные перемещения до 5 км известны в рифте Грегори). В Афаре вслед за этим этапом интенсивного сбросообразования последовал переход к образованию океанической коры в сильно нарушенной центральной зоне рифта.

ЮЖНАЯ АФРИКА

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА АФРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

КРАТОН ЗИМБАБВЕ

Кратон Зимбабве имеет в плане овальную форму с длинной осью около 1400 км, которая протягивается в запад-юго-западном направлении от границы Зимбабве и Мозамбика через Центральную Зимбабве в Ботсвану. Короткая северо-северо-западная ось имеет длину около 300 км и находится целиком в пределах Зимбабве. Более молодые складчатые пояса определяют северную, восточную и северо-восточную границы, а южная граница определяется архейским подвижным поясом Лимпопо. Юго-западная граница скрыта под слоями Карру-Калахарскими, но геофизические данные свидетельствуют о наличии крупных разломов на границе с Каапваальским кратоном и бассейном Нама.

Основными петроструктурными единицами являются три цикла (генерации) зеленокаменных поясов, полифазные гранитные интрузии и связанные с ними гнейсы. Древнейший, Себаквийский, цикл формирования зеленокаменных поясов представлен базальтовыми и коматитовыми вулканитами, телами ультраосновных пород, джеспилитами, крупно- и мелкозернистыми метаосадочными породами. Второй, Нижнебулавайский, цикл представлен базальными дацитами, перекрытыми коматитами и крупнозернистыми метаосадочными породами. И наконец, широко распространены породы третьего, булавайского, цикла сложные коматитами, толеитами, андезитами (на западе до дацитов) и разнообразными метаосадочными породами. Зеленокаменные породы сконцентрированы в основном в западной половине кратона. Интрузии гранитного состава внедряются во все зеленокаменные толщи и прилегающие гнейсы. Среди них по площади распространения на поверхности на востоке доминирует "поздняя" гранитная серия, ассоциирующая с Булавайскими зеленокаменными поясами. Богатые натрием дотектонические интрузии этой серии сменяются синтетектоническими адамеллитами и посттектоническими гранитами, богатыми калием.

Гнейсы включают более древнюю единицу, служившую фундаментом зеленокаменных поясов, и более молодые породы, которые частично возникли в результате ассимиляции и анатексита всех зеленокаменных супракрустальных толщ.

Наконец, в протерозое и фанерозое были внедрены различные дайки, включая Великую дайку, посткарусские долериты и кимберлиты. Три зеленокаменных цикла датируются соответственно, млн лет: первый — около 3500, второй — 2900—2700, третий — около 2700. Связанные с ними гранитные интрузии имеют возраст от 3500 до 2600 млн лет, а пики интрузивно-метаморфической активности совпадают по времени с тремя зеленокаменными циклами.

Все зеленокаменные пояса и прилегающие гнейсы испытали внутриплитную полифазную деформацию, включая интенсивную складчатость (с образованием покровов и прямых складок), пластическую деформацию и "вертикальную" тектонику, обусловленную внедрением интрузий. S-поверхности имеют тенденцию к крутому наклону с линейностью, ориентированной по падению. Степень метаморфизма, сопровождавшего тектонические деформации, варьирует в пределах от зеленосланцевой фации в зеленокаменных поясах до амфиболитовой (редко — гранулитовой) фации в гнейсах. Несомненно, что более молодые, Булавайские, зеленокаменные пояса являются останцами некогда сплошной супракрустальной серии, нарушенной субсеквентными тектоническими деформациями, метаморфизмом и плутонизмом. В период между образованием поздних гранитов (около 2625 млн лет) и Великой дайки (около 2514 млн лет) проявилось пять систем внутрикратонной деформации и разрывообразования. Последующие три системы разрывов были сформированы в протерозое.

Каапвальский кратон занимает большую часть центральной и восточной областей Южной Африки, Свазиленда и Юго-Восточной Ботсваны. С востока на запад он протягивается приблизительно на 1000 км, с севера на юг — на 800 км. Северная граница определяется подвижным поясом Лимпопо и является нечеткой. Остальные границы скрыты под протерозойскими и фанерозойскими платформенными отложениями. Геофизические данные говорят о том, что восточная, южная и западная границы определяются протерозойскими—раннефанерозойскими подвижными поясами. Обнаженные (в основном восточные) части кратона состоят из зеленокаменных поясов (Барбертон, Мерчисон, Муфонгози, Сазерленд, Питерсбург, Краайпан), нескольких гнейсовых комплексов и гранитов различного возраста. Зеленокаменные пояса содержат метаморфизованные коматиитовые ультрамафические и мафические лавы, толеитовые базальты, средние до кислых лавы и пирокласты, кремни, джеспилиты, кластические глинистые и песчаные осадочные породы. Так, Барбертонский зеленокаменный пояс состоит из базальной группы метавулканитов Онфервахт, перекрытой метаграувакками группы Фиг-Три и метаосадочными породами молассового типа (метакварцитами) верхней группы Моодиес. Гнейсы (например, древний гнейсовый комплекс Свазиленда) состоят из бимодальной ассоциации кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов с подчиненными метаосадочными породами (джеспилитами, метакварцитами, мраморами, известково-силикатными породами) и метавулканитами.

Самые ранние интрузии представлены тоналитовыми и трондьемитовыми куполами эллиптической формы, граничащими с зеленокаменными поясами. Они являются дотектоническими и состоят, по крайней мере, из двух поколений. Там, где они соприкасаются с зеленокаменными поясами, возникают мигматитовые структуры, за ними следует серия удлиненных (вытянутых в северо-восточном направлении) интрузий гранодиоритов. Посттектонические граниты были внедрены, по крайней мере, в три фазы; они образуют вытянутую в восток-северо-восточном направлении серию плутонов, пересекающих центральную часть кратона. Сюда входят граниты Худ и Аг-3 Свазиленда, граниты Лохииел и Нелспрут и граниты Йоганнесбургского купола.

Каапваальский кратон уникален в том смысле, что он стабилизировался уже приблизительно 3 млрд лет назад (возраст древнейших посттектонических гранитов). Возраст древнейших вулканических пород Барбертонского зеленокаменного пояса 3540 ± 30 млн лет (Sm—Nd-метод), а возраст гнейсов древнего гнейсового комплекса Свазиленда от 3,42 (Sm—Na-метод) до 3,55 (Rb—Sr-метод) млрд лет. Возраст ранних интрузивных тоналитов и трондьемитов от 3,43 до 3,49 млрд лет (Rb—Sr-метод); они составляют первый из трех магматических циклов, в течение которых образовались гранитоиды (приблизительно от 2,5 млрд до 900 млн лет).

Ранние опрокинутые складки зеленокаменных поясов (тектонические покровы с базальными надвигами) смяты в прямые складки, более поздние складки контролируют восток-северо-восточную ориентировку и общую синформную структуру зеленокаменных поясов. Эти структуры были в дальнейшем переработаны окраинными диапировыми плутонами и крупными зонами скалывания как сдвигового, так и надвигового характера. Складки второй генерации имеют вертикальную плоскостную текстуру и ориентированную по падению линейность. Для зеленокаменных поясов характерен метаморфизм зеленосланцевой фации с наложенным контактовым полиметаморфизмом амфиболитовых и пироксеновых роговиков, связанным с окраинными плутонами. Гнейсы содержат ассоциации минералов амфиболитовой и гранулитовой фаций.

ПОЯС ЛИМПОПО

Подвижный пояс Лимпопо протягивается в восток-северо-восточном направлении от границы Зимбабве и ЮАР в Ботсвану и Мозамбик. Его длина около 500 км, а ширина увеличивается в восточном направлении более чем до 200 км. На севере пояс Лимпопо граничит с кратоном Зимбабве, на юге — с Каапваальским кратоном. Обе границы постепенные, так как тектоно-термальные события не были ограничены рамками подвижного пояса и распространялись на прилегающие площади кратонов. В пределах подвижного пояса выделяют Северную и Южную окраинные зоны, сложенные в основном кратоническим материалом. Восточная и западная границы пояса скрыты породами Карру; на северо-востоке на подвижный пояс Лимпопо наложен Мозамбикский орогенный пояс.

В пределах Северной и Южной окраинных зон преобладают кварц-полевошпатовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, ультрамафиты, джеспилиты, метакварциты, мраморы и известково-силикатные породы. Выступающие в Северной окраинной зоне примечательные пластовые залежи калиполевошпатовых порфиробластовых гнейсов представляют собой метасоматически переработанные метааркозы. Интрузивные породы, не считая долеритов Карру, редко встречаются в Северной окраинной зоне; plutonические породы протягиваются от Каапваальского кратона в Южную окраинную зону, где они деформированы (например, комплекс Шил). В отдельных районах Южной окраинной зоны распространены такластические породы.

Окраинные зоны отделены друг от друга Центральной зоной, в которой признается наличие парагнейсового фундамента (например, гнейсы Сенд-Ривер). Этот фундамент рассечен габброидными дайками и перекрыт различными супракрупными породами, состоящими из метаморфизованных песчаников, глин, карбонатов, базальтов, в незначительном количестве джеспилитов и, возможно, кислых вулканитов. В них внедрены метаморфизованные расслоенные мафические интрузивные породы с пластообразными телами габброидов и анортозитов, известных под названием расслоенных интрузий Мессина. Гранитные интрузии встречаются редко, за исключением крайнего запада, в пределах plutonического блока Магалпие, где имеются крупные гранитные тела и связанные с ними мигматиты.

История развития подвижного пояса Лимпопо насчитывает более 3500 млн лет. Однако тектоно-термальные события высокой ступени и относящиеся к ним интрузивные породы относятся к архею; активность в протерозое и фанерозое была сведена к седиментации в контролируемых разломами трогах и внедрению даек. Пояс Лимпопо отличается от прилегающих кратонов более высокой степенью метаморфизма (его южную границу можно определить по ортоамфиболовой изограде), а также наличием интерференционных складчатых структур в гнейсах. Эпизоды тектонической активности были связаны со сдвиговыми движениями в поперечном к поясу направлении, вызванными дифференциальным движением кратонов. Пояс фактически являлся буферной зоной на протяжении всего архея. В надвинутых блоках в пределах окраинных зон обнажены породы гранулитовой фации; во всех остальных местах породы содержат минеральные ассоциации амфиболитовой фации.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКАЯ—РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КААПВААЛЬСКОГО КРАТОНА

Миграция зон гранитоидного магматизма через Каапваальский кратон в северо-западном направлении породила приподнятые области, на месте которых впоследствии произошло прогибание коры; прогнутые участки стали ареной седиментации и сопровождавшего ее вулканизма. Эпохи образования гранитов (как мантийного, так и корового происхождения) датируются приблизительно 3000, 2700, 2300 и 2000 млн лет. К гранитам с возрастом 2700 млн лет относятся граниты

Понгола, Кветта, Мпагени и Моойхук в восточной части платформы, а также граниты районов Швейцер-Ренеке и Вентерсдорп. Фельзиты связаны с более молодыми гранитами, которые включают граниты Габорона в Юго-Восточной Ботсване и Бушвельдский магматический комплекс.

Прогибы коры были заполнены пятью основными вулканогенно-осадочными комплексами: Понгола (2970 млн лет), Доминион Риф — Витватерсранд (2700 млн лет), Вентерсдорп (2400 (?) млн лет), Трансвааль (2200 (?) млн лет), Ватерберг-Саутпансберг (1800 млн лет). В скобках даны средние величины возраста; длительность периода накопления отложений увеличивалась от древних к более молодым бассейнам до максимальных цифр порядка 360 млн лет для бассейна Ватерберг—Саутпансберг. Супергруппа Понгола имеет базальную толщу, состоящую в основном из кварцитов и андезитов, перекрытых мощными аргиллитами и кварцитами с подчиненными конгломератами. Серия Доминион Риф — Витватерсранд также имеет вулканическую толщу в основании (основные и кислые лавы и пирокласты), перекрытую конгломератами, аргиллитами и кварцитами. Мощные лавы (от базальтовых до андезитовых) и пирокласты с подчиненными кислыми вулканами и связанными с ними осадочными породами составляют супергруппу Вентерсдорп. Трансваальская супергруппа, напротив, является преимущественно осадочной и состоит из базальных кварцитов, кремнистых пород и карбонатов, перекрытых мощной толщей граувакк, красных песчаников и подчиненных лав, пирокластических пород, лахаров, кремней и карбонатов. Супергруппа Ватерберг—Саутпансберг состоит из красноцветных конгломератов, песчаников и аргиллитов с незначительным содержанием вулканитов.

В Каапваальский кратон внедрено несколько мафических интрузивных комплексов: Бушвельдский (около 2050 млн лет), Усушвана, Лосберг, габбро Модип и серия габброидных пород Юго-Восточной Ботсваны, тромсбергский (около 1400 млн лет) вместе с восточными, восток-северо-восточными и северо-западными роями даек. В северную часть кратона внедрены предкаррусские щелочные кольцевые интрузии, карбонатиты и кимберлиты.

Все вышеупомянутые породы, начиная с момента своего образования, оставались в верхних горизонтах коры, в результате чего ограниченная в целом деформация их происходила под гравитационным контролем. К основным тектоническим элементам относятся изгибы земной коры вдоль север-северо-западных и восток-северо-восточных осей, вертикальные разломы, реже — гравитационное оползание цельных коровых блоков с гранитных поднятий в направлении к центрам депрессий (как, например, в Юго-Восточной Ботсване). Большинство разломов заложилось на местах существовавших ранее зон скалывания (сдвига). Бушвельдский магматический комплекс образовался в эпоху сжатия, вызванного дефляцией верхней коры. Это привело к внедрению мафических фаз в виде интрузий пластового типа (типа силлов).

Проявления метаморфизма ограничиваются контактовыми изменениями вокруг интрузий, метаморфизмом низких ступеней, обусловленным погружением, и региональным метаморфизмом низкой ступени в породах группы Понгола.

Крупный пояс надвигов и правосторонних сдвигов, протягивающийся вдоль юго-западной границы Каапваальского кратона, захватил как гранитоиды и супракристалльные породы архея (формация Мэридейл), так и породы платформенного чехла — группы Вентерсдорп, Трансвааль и Матсап. Породы группы Каайен, стратиграфическая позиция которых неясна, были сильно деформированы в подвижном поясе Хейс; надвиговые зоны распространяются более чем на 100 км в глубь форланда. По одному из таких надвигов гнейсы пояса Намаква перемещены через пояс Хейс. Принимая во внимание изотопные данные, можно предположить, что возраст этих событий — около 1900—1000 млн лет.

Супракрустальные породы группы р. Оранжевой ассоциируют с преимущественно гранитоидными интрузиями Фиооледрийской изверженной серии, образуя клиновидную в плане зону в низовьях р. Оранжевой, известную под названием Рихтерсфельдской тектонической провинции. Возраст этих, в основном слабо-метаморфизованных, пород от 2000 до 1730 млн лет; они образуют крупную известково-щелочную магматическую провинцию, содержащую одно из самых крупных докембрийских месторождений меди порфирового типа с низкими содержаниями.

Породы того же возраста и состава составляют выступы Франсфонтейн и Гроотсфонтейн в Северной Намибии, в которых порфировые граниты внедрены в известково-щелочные андезитовые до риолитовых лавы и характерные белые кварциты группы Хоабендус. Эти комплексы могут быть скоррелированы со сходными породами близ р. Кунене и, вероятно, простираются в Южную Анголу. Они составляют часть южной окраины кратона Конго. В центральной части панафриканского пояса Данара Центральной Намибии (комплекс Аббабис) также обнаружены изолированные выходы древних гнейсов с возрастом примерно 2—1,8 млрд лет; наличие всех этих пород подтверждает существование на рассматриваемой территории обширной среднепротерозойской провинции.

Тектоническая провинция или подвижный пояс Намаква. Эта структурная единица образует большую часть средне-позднепротерозойского гнейсового и гранитного фундамента Юго-Западной Африки. Пояс занимает северные и северо-западные районы Капской провинции и юг Намибии; более молодой чехол маскирует его границы. Далее пояс, возможно, простирается на восток под чехлом комплекса Карру вокруг южной границы Каапваальского кратона, достигая гранулито-гнейсовой области Наталь.

Центральная зона состоит из сильнодеформированной гетерогенной группы высокометаморфизованных супракрустальных пород и ортогнейсов, интродуцированных несколькими поколениями гранитоидов; все вместе эти породы объединены под названием метаморфического комплекса Намаква. Восточная окраинная зона надвинута на пояс Хейс; что касается крайнего запада, то здесь во время панафриканских событий произошла интенсивная структурная переработка.

Возраст древнейших пород, найденных до настоящего времени в провинции Намаква, доходит до 2 млрд лет, что предполагает корреляцию некоторых из развитых здесь супракрустальных слоев с группой р. Оранжевой в Рихтерсфельдской провинции. Свидетельств, подтверждающих архейский возраст фундамента, не имеется, а новые изотопные данные указывают, скорее, на ювенильное, нежели палингенное происхождение большинства интрузий. Пик магматической и тектонической активности приходится на время между 1200 и 1000 млн лет назад, когда были достигнуты условия гранулитовой ступени. Центральную зону метаморфического комплекса Намаква окружает крупный пояс посттектонических пегматитов с возрастом 1000—900 млн лет.

Пояс Наталь. Пояс Наталь появляется из-под платформенного чехла в восточной части провинции Наталь и граничит с южной окраиной Каапваальского кратона. Он состоит из гнейсов высокой ступени метаморфизма, сходных с гнейсами метаморфического комплекса Намаква; их возраст также около 1200—1000 млн лет. Северная окраинная зона содержит покровные и надвиговые комплексы, которые были перемещены в северном направлении на устойчивый Каапваальский форланд.

Пояс Дамара. Пояс Дамара состоит из внутриконтинентальной ветви шириной около 400—500 км, которая протягивается от атлантического побережья через Центральную и Северную Намибию в Ботсвану к цепочке прибрежных структур, тянувшихся от окрестностей Мосамедиша в Анголе в южном направлении вдоль

побережья Намибии вплоть до поясов Гарнет и Солдания, с которыми пояс Дамара смыкается вдоль западной и южной границ кратона Калахари. Выделяются мощная, преимущественно турбидитовая эвгеосинклинальная серия (группа Свакоп) и северный миегосинклинальный шельфовый комплекс, сложенный в основном карбонатами (группа Отави). В центральной части пояса наблюдаются породы от средней до высокой ступени метаморфизма и крупные интрузии гранитоидов. Более древние породы фундамента были деформированы и мигматизированы вместе с супракrustальными сериями пояса Дамара. Накопление пород супергруппы Дамара происходило примерно между 1000 и 750 млн лет назад, в то время как полифазная тектоно-метаморфическая эволюция пояса шла на протяжении четырех четко выраженных фаз панафриканского орогенеза — около 750, 650—620, 570—540 и 520—450 млн лет назад. Эволюция пояса Дамара, таким образом, по времени в значительной степени эквивалентна эволюции Катангского пояса Центральной Африки.

Группу Нама платформенного типа можно рассматривать как молассовую толщу, обязанную своим происхождением поднимающимся горным цепям Дамара и Гарнет. Время отложения нижних слоев Нама около 650 млн лет; они содержат остатки ископаемых организмов и фауну эдиакарского типа, строматолиты. Верхняя подгруппа Нама флиш Ривер содержит остатки ископаемых организмов нижнекембрийского возраста. По времени эта подгруппа эквивалентна группе Мулден северных районов Намибии, которая тоже представляет собой молассовую серию пояса Дамара.

Пояс Гарнет. В районе р. Оранжевой на юго-западе Африки этот пояс, возможно, связан с поясом Дамара через разбросанные по прибрежной части пустыни Намиб обнажения. Окраинную слабометаморфизованную часть пояса составляют обломочные или карбонатные осадочные породы с прослоями кислых вулканитов, в то время как центральная часть содержит турбидиты и мощные, от основных до средних, метавулканиты с основными—ультраосновными интрузивными комплексами, которые, возможно, являются разрозненными фрагментами древней океанической коры. Во время складчатости, начало которой, по очень скудным данным, датируется цифрами приблизительно 680 млн лет, а конец — около 550 млн лет и которая завершилась образованием посттектонических гранитов, эти породы были надвинуты в восточном направлении на шельфовые отложения.

Пояс Салдания. В строении пояса на западе и юге Капской провинции Южной Африки участвует пестрая по составу ассоциация слабометаморфизованных метаосадков (группа Малмсбери), смятых в сжатые прямые складки и испытавших значительное смещение по сдвигам и прочим разрывам. Синтектонические и посттектонические интрузии гранитов внедрились в интервале между 600 и 520 млн лет назад.

◆ АНЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

КАПСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

Развитие пояса началось в самом конце кембрия или в ордовике с образования рифтовой системы, аккумулировавшей около 8000 м преимущественно обломочных осадков Капской супергруппы. Первая фаза капской складчатости началась, вероятно, в позднем девоне, а кульминация могла приходиться на ранний триас. Крупномасштабные структуры пояса включают дисгармоничные, каскадные, асимметричные и опрокинутые складки, предполагающие гравитационную деформацию. Вместе с тем надвиги и складки флексурно-сколового типа указывают на значительное укорочение коры.

В Южной Африке отложения комплекса Карру широко распространены в Мозамбике, западных областях Зимбабве, Свазиленде, Намибии, на всей территории Лесото, на большей части Ботсваны и половине территории ЮАР. Это в основном толща стратифицированных консолидированных осадочных пород, преимущественно песчаных; они частично перекрыты базальтовыми лавами, которые изливались на суперконтинент Гондвана в основном в континентальной обстановке в период от позднего карбона до ранней юры. Области накопления отложений Карру представляют собой практически недеформированные участки (см. ниже) с удивительно сходным строением разреза. Выделяются четыре стратиграфические единицы: 1) базальная свита Двайка, состоящая из различных ледниковых отложений и, возможно, морских образований вверху; 2) перекрывающая ее свита Экка, сложенная фациально изменчивыми флювиальными и дельтовыми породами; 3) свита Бофорт — монотонная последовательность аргиллитов с остатками рептилий и амфибий; 4) наиболее молодая свита Стормберг (Штормберг), состоящая из песчаных осадков, перекрытых толстыми базальтами с редкими андезитами и риолитами. В областях развития комплекса Карру распространены поздние, или посткаррусские, долеритовые дайки и силлы. Породы Карру в основном не испытали деформаций, за исключением нормальных сбросов, вызванных растяжением в результате раскола Гондваны. Местами наблюдается моноклиальная складчатость, связанная со значительными вертикальными движениями коры, например меридиональная моноклиаль Лебомбо на границе ЮАР с Мозамбиком.

ПОСЛЕЮРСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

За меловым расколом Гондваны последовало прогибание коры на территории Южной Африки. Слои Калахари выполняют главный прогиб в центре субконтинента. Они сложены плохосортированным континентальным материалом мощностью до нескольких сотен метров и осадками грунтовых вод. Морские осадки включают отложения береговых террас; выходы их ограничены узкой береговой полосой. Кимберлиты мелового возраста широко распространены внутри континента, особенно в виде интрузий внутри Каапваальского кратона. Неотектонические сбросы северо-восточного простирания в северо-западных районах Ботсваны являются, вероятно, внутриконтинентальным продолжением Восточно-Африканской рифтовой системы.

МАДАГАСКАР

Кристаллический фундамент Мадагаскара — это обломок архейского кратона, испытавший панафриканскую тектонотермальную мобилизацию. Структура его в основном трехчленна.

Раннеархейский комплекс массивов Мазура и Антонжил (древнее 3280 млн лет) включает плагиогранит-гранодиорит-тоналитовые гнейсы и плагиомигматиты, перекрытые со структурным несогласием меланократовыми парагнейсами и парагнейсами с высоким содержанием алюминия и подчиненными кварцитами, ортоамфиболитами, пара- и ортопироксенами. Нижний комплекс ассоциирует с "серыми гнейсами" (кварц-олигокластиты), связанными в основном с ортогнейсовой серией, но также образующими согласные и секущие тела в парагнейсах. Аналоги нижнего комплекса развиты на юге (меланократовые гнейсы Антамбухуб, чернокиты Ранумен и Изахар) и в центральной части (плагиомигматиты Мандалу—Мандуту) Мадагаскара, хотя здесь катархейские образования перекрыты "системой" Андройен с преобладанием лептинитов (метааркозы, метариолиты) наряду с залегающими местами мощными известково-магнезиальными парагнейсами и парагнейсами с высоким содержанием алюминия, ортоамфиболитами и квар-

цитами. Характер андройенского магматизма (калиевые метариолиты, гранодиориты, чарнокитовые граниты, интродированные калиевыми гранитами с возрастом 3020 млн лет) указывает на образование континентальной коры уже к середине архея.

Среднеархейское время ("система" Графит) характеризуется существенной дифференциацией тектонического режима с образованием разнообразных серий — от амфиболито-гнейсовых с многочисленными ультраосновными линзами (группа Манампузи, серия Ампазари) до кварц-алюминиевых гнейсов (группы Амбатулампи и Сахантаха) и лептинитовых серий (группа Ампанихи, лептиниты Андребабе-Бакира). Комплексы среднего архея имеют в основном субмеридиональное простирание, за исключением субширотных структур на широте Антананариву и аркообразного, преимущественно широтного расположения складок на крайнем севере Мадагаскара. Складчатость пологая, осложненная гранито-гнейсовыми куполами, до изоклинальной в узких линейных зонах.

Позднеархейские зеленокаменные пояса (Андриамена, Бефурупа-Алаутра, Масватапапа и другие с возрастом более 2756—2712 млн лет) в целом придерживаются простирания среднеархейских складчатых структур. Пояса сложены преимущественно амфиболитовыми гнейсами, орто- и параамфиболитами с подчиненными биотитами и алюминийсодержащими гнейсами, лептитами, кварцитами и мраморами. На более поздних стадиях характерны интрузии рассланцованных габброидов и ультраосновных пород с редкими внедрениями тоналитов, диоритов, гранодиоритов и гранитов. Позднеархейские образования на крайнем севере включают ортогнейсы "гранодиоритового комплекса" — гранитизированную рассланцованную интрузию бушвельдского типа.

Таковы несколько стадий архейской гранитизации, метаморфизма и складчатых деформаций. Процесс метаморфизма достиг гранулитовой и амфиболитовой фаций, понижаясь до эпидот-амфиболитовой фации в зеленокаменных поясах в массивах Маздра и Антонжиль. Структурные несогласия отмечаются не только между комплексами, но и в пределах нижнего архея.

Протерозойский комплекс представлен сланцево-кварцитовый и циполиновой сериями в Центральном Мадагаскаре, где они интродированы габброноритовыми, гранитными и гранодиоритовыми массивами типа Илака (1538—1400 млн лет), сиенитами и граносиенитами (1125 млн лет), лейкократовыми гранитами (около 550 млн лет). В северной части острова имеются протерозойские метавулканические породы серий Дариана и Милануа и углистые сланцы Андрануна. Возраст многочисленных тел гранитных пегматитов 1600—450 млн лет. Степень метаморфизма повышается от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой. Складчатость пологая, осложненная лежащими складками и надвигами в зонах крупных разломов.

В развитии мадагаскарского осадочного чехла четко выделяются три стадии. Отложения комплекса Карру (раннекаменноугольный—юрский возраст) мощностью до 6000 м принадлежат в основном к континентальному типу с прослоями морских пород и связаны с развитием позднегондванских рифтов. Грабены Карру на Мадагаскаре характеризуются полным отсутствием проявлений вулканизма. Нижнеюрские—палеогеновые морские отложения выполняют впадины Мурундава, Маджунга и Диего на западе и севере острова; они связаны с образованием Мозамбикского пролива. В направлении кристаллического массива морские фации вытеснены континентальными. Неоген-четвертичные, преимущественно континентальные отложения отмечают эпоху неотектонических поднятий на Мадагаскаре с образованием грабенов и систем ступенчатых сбросов. В период от раннего мела (127—123 млн лет) до четвертичного времени имеют место излияния основной и, реже, кислой магмы с преобладанием субщелочных и щелочных лав и образованием субвулканических кольцевых интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- African magmatism and tectonics / Ed. T.N. Clifford, I. Gass. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1970. 461 p.
- Afrique de l'Ouest: Lexique stratigraphique international. Nouv. sér. / Ed. J. Fabre. Pergamon press, 1985. Vol. 1. 395 p.
- Bassins sédimentaires en Afrique // Séance spécialisée de la Société géologique de France. Marseille, 1983. P. 985—1164. (Bull. Soc. géol. France. Ser. 7; Vol. 26, N 6).
- Bassot J.-P., Pascal M., Vialette Y. Données nouvelles sur la stratigraphie, la géochimie et géochronologie des formations précambriennes de la partie méridionale du Haut Plateaux Angolais // Bull. Bur. rech. géol. et minières. 1980—1981. Sér. II, sect. IV.
- Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vall J.R. The geochronology and evolution of Africa. Oxford: Oxford Univ. press, 1984. 512 p.
- Carvalho H. de. Notice explicative préliminaire sur la géologie de l'Angola // Sept. Garcia de Orta. Sér. Geol. Lisboa. 1983. Vol. 6, N 1/2.
- Delhal J., Ledent D., Torquato J.R. Nouvelles données géochronologiques relatives au Complex gabro-noritique et charnockitique du bouclier du Kassai et à son prolongement en Angola // Ann. Soc. géol. Belg. 1976. Vol. 99. P. 57—73.
- Géologie de l'Afrique: La chaîne pan-africaine "Zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et Zone mobile soudanaise" / Ed. B. Bessoles, R. Trompette. P., 1980. 396 p. (Mém. Bur. rech. géol. et minières; N 92).
- Géologie de l'Afrique: Le craton Ouest-Africain / Ed. B. Bessoles. P., 1977. 398 p. (Mém. Bur. rech. géol. et minières; N 88).
- Géologie de l'Afrique: 3^e éd. / Ed. R. Furon. P.: Payot, 1968. 374 p.
- Precambrian plate tectonics / Ed. A. Kröner. Amsterdam: Elsevier, 1981. 781 p.
- Silva A.T.S.F. da, Torquato J.R., Kawashita K. Algunos dados geochronológicos da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Angola) // Bol. Serv. geol. et minas. 1973. N 8. P. 107—118.
- Tectonics of Africa // Mem. Earth Sci. UNESCO. 1971. N 6. 602 p.
- The Pan-African event in the geological framework of Africa / Ed. R. Black. Pangea: Cifeg, 1984. N 2. P. 6—16.
- The Precambrian in mobile zones // Final report of the IGCP Project N 2 / Ed. G. Choubert, A. Faure-Muret. Amsterdam: Elsevier, 1980. (Earth-Sci. Rev. Spec. iss.; Vol. 16, N 213).

АВСТРАЛИЯ

АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Данная тектоническая карта составлена на основе Тектонической карты Австралии и Новой Зеландии [GSA, 1971] и более современных материалов [Thomson, 1970; Gee, 1979a; Plumb, 1979a]. При описании эволюции континента использованы сводки Р. Ратленда и К. Пламба [Rutland, 1976, 1981; Plumb, 1979b], дополненные более поздними данными из ряда региональных описаний. С новейшими изотопными данными по докембрию Австралии читатель может познакомиться по работе [Page et al., 1984]; ниже мы отметим некоторые расхождения между обозначением комплексов на карте и этими новыми данными.

Описание платформы дано в соответствии с основными тектоническими элементами, выделенными К. Плабмом с некоторыми уточнениями [Plumb, 1979b] (рис. 14). Расположение более мелких тектонических элементов, упомянутых в тексте, показано на рис. 15.

БЛОК ПИЛБАРА

ФУНДАМЕНТ

Использованы главным образом работы [Hallberg, Glikson, 1981; Hickman, 1981, 1983].

Блок Пилбара, древнейший кратон Австралии, характеризуется наличием овальных гранитогнейсовых куполов, окруженных синклиналиными "зеленокаменными поясами", сложенными метавулканическими и метаосадочными поро-

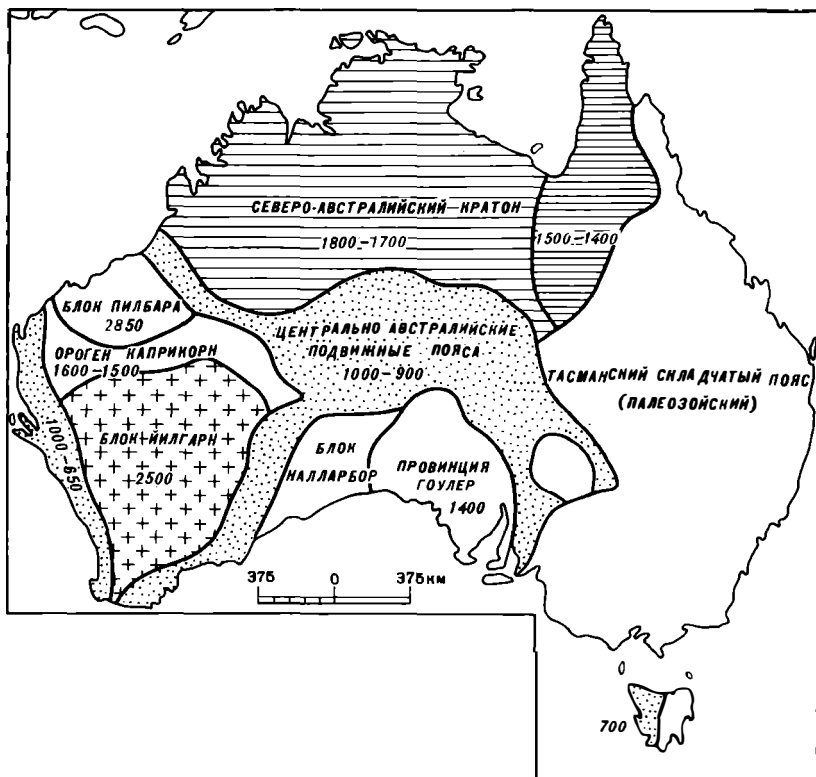


Рис. 14. Основные подразделения земной коры Австралии с возрастом кратонизации (в млн лет)

дами от зеленосланцевой до низкой амфиболитовой фации. Первоначально, примерно 3560 млн лет назад, на коре неустановленного типа накапливались в виде почти непрерывного покрова коматиитовые вулканы, которые около 3485 млн лет назад постепенно сменились продуктами вулканизма, осадконакопления, тоналит-гранодиоритового интрузивного магматизма; породы слабо деформированы (серии Варравуна и Гордж-Крик). В период наиболее интенсивного метаморфизма и внедрения гранитоидов (примерно 3300—2950 млн лет назад) седиментация прекратилась, и породы в результате деформации приобрели современные формы куполов и синклиналей. Около 2850 млн лет назад последовала окончательная кратонизация блока с посттектоническим внедрением дискордантных гранитов и кислых вулкаников.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Описание впадины Хамерсли выполнено в основном по работам [Gee, 1979a; Goode, 1981; Trendall, 1983].

В период между 2770 и 2400 млн лет назад во впадине Хамерсли на фундаменте блока Пилбара накопились шестикилометровая толща излившихся базальтов (серия Фортескью), полосчатых железняков (серия Хамерсли), сланцев и песчаников (серия Тури). На некоторых уровнях встречаются долеритовые силлы неопределенного возраста. В результате поднятия куполов фундамента юго-западная часть впадины деформирована в складчатом поясе Офтальмия в сжатые кулисообразные складки, в то время как северная ее часть остается почти ненарушенной.

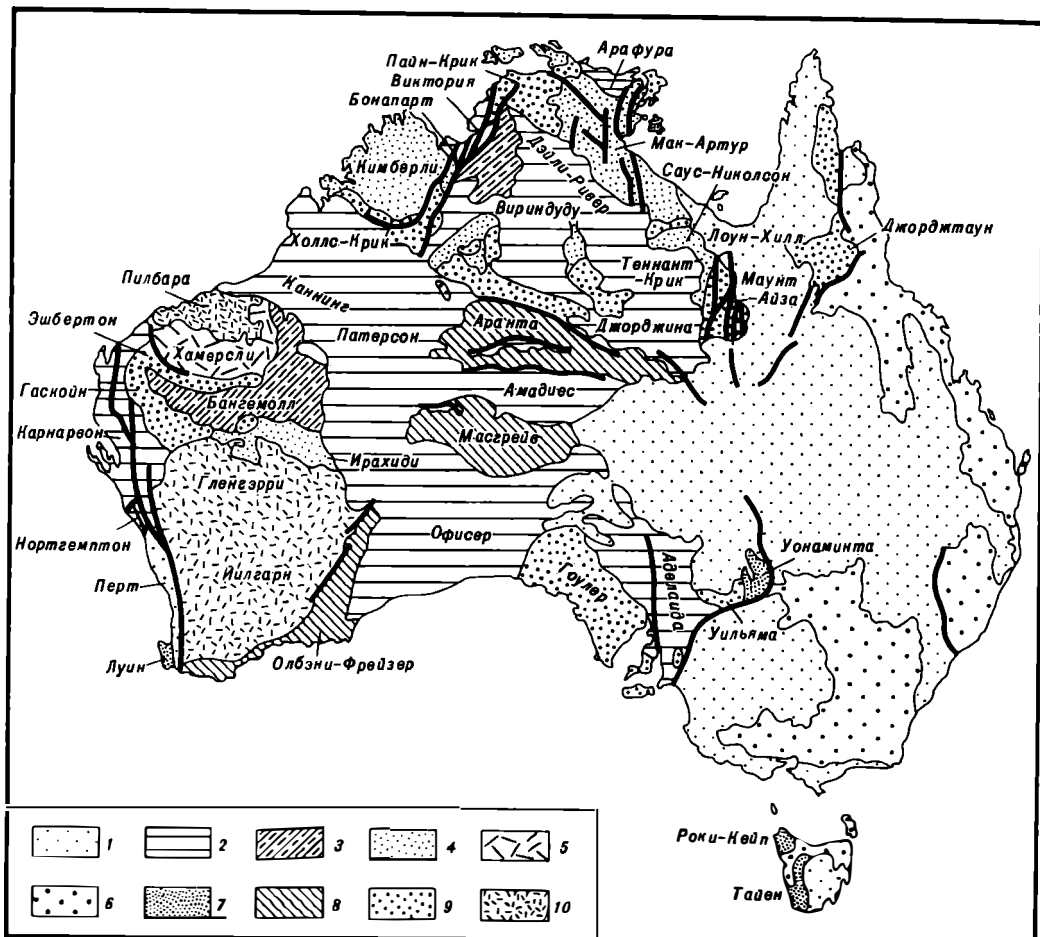


Рис. 15. Основные тектонические структуры Австралии

1—5 — платформенный чехол (время осадконакопления, млн лет): 1 — пермский—кайнозойский, 2 — 900, 3 — 1200—900, 4 — 1800—1400, 5 — 2800—2400; 6—10 — складчатые области (возраст орогенеза и кратонизации, млн лет): 6 — палеозойские, 7 — 900—650, 8 — 1900—900, 9 — 2000—1400, 10 — >2500

БЛОК ЙИЛГАРН

При описании использованы в основном работы [Gee, 1979a; Archibald et al., 1981; Gee et al., 1981; Hallberg, Glikson, 1981].

Крупный блок Йилгарн (650000 км²) отличается длительным и сложным развитием, широким проявлением тектонотермального события на рубеже 2600 млн лет назад и характерной системой линейных структур, контролируемых протяженными поясами дискордантных гранитных интрузий. Пояс древних гнейсов (древнее 3000 млн лет) вдоль западной границы блока служит, очевидно, фундаментом для расположенных восточнее более молодых гранитно-зеленокаменных областей. Начиная со времени кратонизации (около 2500 млн лет назад) блок оставался исключительно стабильным.

Около 3300 млн лет назад (Джимпердинг), а возможно и ранее (Нерриер), сиалические гнейсы с возрастом 3350—3650 млн лет были перекрыты мелководными кварцитами и пелитами; в кварцитах встречаются обломочные цирконы с воз-

растом до 4150 млн лет. Начиная с периода 3300—3000 млн лет назад имели место внедрения гранодиоритов, деформация и метаморфизм до гранулитовой фации; к 2600 млн лет назад область была охвачена тектонотермальными процессами.

Зеленокаменно-осадочные серии накапливались, по-видимому, в отдельных обширных впадинах, немногочисленные данные Sm-Nd-анализа позволяют предполагать уменьшение их возраста в восточном направлении от впадин Мерчисон (около 3050 млн лет) и Саузерн-Кросс (около 2980 млн лет) до Истерн-Голдфилдз (около 2790—2760 млн лет). Примерно в это же время, 2700—2800 млн лет назад, в нижнюю гранулитовую кору были в изобилии включены массы полосчатых гнейсов, в результате чего образовались гранитоидные протолиты для последующего тектонотермального события с возрастом 2600 млн лет. В ходе последнего за довольно короткий срок (примерно между 2670 и 2550 млн лет назад) имели место деформация, метаморфизм и тектоническое внедрение гранитогнейсовых куполов, и затем — громадных посткинematических гранитных интрузий. Далее последовало метаморфическое охлаждение и внедрение поздних гранитов с возрастом приблизительно до 2500 млн лет.

СЕВЕРО-АВСТРАЛИЙСКИЙ КРАТОН

Описание выполнено главным образом по работам [Plumb, 1979a; Plumb et al., 1981].

Большая часть Северо-Австралийского кратона являлась устойчивым блоком на протяжении более 1700 млн лет. Его фундамент включает несколько раннепротерозойских складчатых систем Северо-Австралийской орогенической провинции [GSA, 1971], которые были последовательно кратонизированы в период между 1900 и 1700 млн лет назад, а затем, в промежутке между 1800 и 1400 млн лет, перекрыты Северо-Австралийским платформенным чехлом. В это же время в соседних складчатых системах северо-востока Австралийской платформы продолжался интенсивный тектогенез, приведший к аккреции этих областей около 1500—1400 млн лет назад. Все эти древние элементы были затем трансгрессивно перекрыты тонким, более поздним Центральноавстралийским платформенным чехлом (см. ниже).

СКЛАДЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-АВСТРАЛИЙСКОЙ ОРОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Небольшие выступы архейских метаосадков с интрузиями древних гранитов (2450 млн лет) образовали фундамент и вошли в состав раннепротерозойских комплексов выступа Пайн-Крик. В других частях провинции на уровне около 2200—2100 млн лет шло массовое формирование коровых протолитов [Page et al., 1984].

В то же время для Северо-Австралийской орогенической провинции характерны выступы комплексов раннепротерозойских складчатых систем, которые прошли сходный путь развития: энсиалический рифтинг; флювиальное, карбонатное и турбидитовое осадконакопление; деформацию и метаморфизм (местами до гранулитовой фации); позднектонический кислый вулканизм и плутонизм ("переходный тектонизм") и кратонизацию. Все эти процессы заняли в общей сложности время продолжительностью не более 200 млн лет. Выделяются две группы таких складчатых систем: 1) более древние и шире распространенные, активное развитие которых приходится на период 2050—1850 млн лет назад (например, выступ Холлс-Крик); 2) более молодые (1900—1700 млн лет), частично наложенные на системы первой группы, частично расположенные в промежутках между ними (например, выступы Пайн-Крик, Теннант-Крик).

Впадины, составляющие Северо-Австралийский платформенный чехол, закладывались неодновременно: впадина Кимберли — около 1800 млн лет, впадина Мак-Артур—плита Лоун-Хилл — около 1720—1680 млн лет, впадина Бириндуду — предположительно около 1600 млн лет назад. Эта последовательность отражает постепенную кратонизацию подстилающего фундамента. Во впадинах Мак-Артур и Саус-Николсон осадконакопление продолжалось примерно до рубежа 1400 млн лет.

Разрезы характеризуются накоплением богатых кварцем аренитов и лютитов, покровов базальтов и карбонатно-эвапоритовых комплексов континентального — прибрежного генезиса. Широкие стабильные шельфы с пологозалегающими сериями пород пятикилометровой мощности разделены узкими грабенами с относительно сильно тектонизированными породами мощностью до 12 км. Деформация преимущественно связана с разрывами в фундаменте и, по-видимому, коррелируется в общих чертах с событиями в расположенных южнее Центральноавстралийских подвижных поясах.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ (ОРОГЕНЫ) СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Накопление континентальных и морских осадков, бимодальный вулканизм, плутонизм и горообразование продолжались в складчатой системе Маунт-Айза, вытянутой вдоль восточного края Северо-Австралийского кратона и представляющей собой область рифтов и горстов, развившихся на раннепротерозойском фундаменте [Bultitude, Wyborn, 1982; Degrick, 1982; Page, 1983]. Аналогичные толщи накапливались в это же время (1800—1600 млн лет) и западнее, в составе Северо-Австралийского платформенного чехла. В интервале между 1600 и 1500 млн лет назад ороген был окончательно кратонизирован и, пройдя этапы наложенной складчатости и метаморфизма, вошел в состав Северо-Австралийского кратона [Page et al., 1984], после чего на нем сформировались отложения впадины Саус-Николсон и аналогичных ей структур — более молодые элементы Северо-Австралийского платформенного чехла.

Восточнее выступа Джорджтаун устанавливается пять (от D_1 до D_5) четких эпизодов деформации и метаморфизма [Black et al., 1979]. Парагнейсы, образовавшиеся из мощной толщи прибрежно-морских осадков и основных вулканитов с первоначальным возрастом (по Sm-Nd-методу) около 2200 млн лет, сформировались в результате двух последовательных эпизодов деформации и метаморфизма, доходившего до высоких ступеней амфиболитовой фации, с возрастом около 1570 (D_1) и 1470 (D_2) млн лет. Кратонизация западной части выступа обозначена переходной эпохой образования кислых вулканитов и гранитов с возрастом около 1400 млн лет; однако в восточной части выступа на рубеже около 980 млн лет назад имел место регрессивный метаморфизм (D_3); эта восточная зона, скорее, должна быть включена в состав Центральноавстралийских подвижных поясов (см. ниже). Последующие менее интенсивные события — D_4 (400 млн лет) и D_5 (300 млн лет) — отражают активность в прилегающем Тасманском складчатом поясе.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА (ОРОГЕН) КАПРИКОРН

Раннепротерозойская складчатая система Каприкорн, разделяющая блоки Йилгарн и Пилбара, была последовательно кратонизирована около 1750—1600 млн лет назад. В южном направлении складчатая система переходит в платформенный чехол впадины Набберу; большая часть складчатой системы в настоящее время погребена под среднепротерозойским чехлом впадины Бангемолл. Наиболее полное описание складчатой системы дано в работе [Gee, 1979a].

Складчатая система Каприкорн развивалась в течение примерно 300 млн лет. Проявившиеся за это время процессы энсиалического рифтинга, геосинклинального осадконакопления и основного вулканизма, орогенеза, а затем — внедрение позднектонических гранитных интрузий, приуроченных к переходному этапу, и накопление молассы — все это весьма напоминает то, что было описано в Северо-Австралийской орогенической провинции. Южнее комплексы складчатой системы постепенно переходят в платформенный чехол блока Йилгарн, а именно — во впадину второго порядка Гленгэрри, входящую в состав впадины Набберу [Gee, 1979b].

Ороген характеризуется двусторонней симметрией. Его центральная зона (провинция Гаскойн) метаморфизована в амфиболитовой—гранулитовой фации и содержит многочисленные тела гранитоидов. Фундамент включает мигматический протолит, внедрившийся в кору около 2000 млн лет назад [Fletcher et al., 1983a, b]; в основании коры расположен плотный высокоскоростной переходный слой [Drummond, 1979; Drummond et al., 1981]. Севернее (в складчатом поясе Эшбертон) и южнее (на территории северной впадины Гленгэрри) складчатая система развивается на архейском фундаменте и характеризуется метаморфизмом только зеленсланцевой фации и кливажем течения.

Толща супракраустальных отложений мощностью 20 км накопилась в период между 2000 и 1700 млн лет (пик метаморфизма и орогенеза). Кратонизация завершилась заполнением грабенов континентальными песчаниками и конгломератами и внедрением позднектонических гранитов с возрастом 1600—1500 млн лет.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Впадина Набберу описана в основном по работам [Hall, Goode, 1978; Gee, 1979a, b]. Впадина Набберу наложена на северную часть блока Йилгарн. В ее пределах отчетливо выделяется два элемента: 1) впадина второго порядка Гленгэрри — устойчивый платформенный край складчатой системы Каприкорн до орогенеза; 2) более молодая, несогласно залегающая впадина второго порядка Ирахиди — платформенный эквивалент позднеорогенической стадии развития складчатой системы, в которой на уровне 1700—1600 млн лет сформировалась шестикилометровая толща морских осадков стабильного шельфа, включающая зернистые железняки [Gee, 1979a, b; Hall, Goode, 1978]. В северном направлении, по мере увеличения мощности и интенсивности складчатости, обе эти впадины переходят в складчатую систему (ороген).

Впадина Бангемолл охарактеризована в основном по данным работы [Muhling, Brakel, 1985]. Около 1100 млн лет назад складчатую систему Каприкорн перекрыла 12-километровая толща морских терригенных осадков, карбонатов и кислых вулканитов, отложившихся в интракратонной впадине Бангемолл, в пределах серии горстов и грабенов, контролируемых древними разрывами фундамента. Распределение фаций и тип деформации непосредственно отражают структуру подстилающего орогена. Так, более сложный комплекс фаций, большее погружение и интенсивная деформация характерны для провинции Гаскойн, тогда как в северо-восточном направлении намечается переход к устойчивому шельфу, расположенному к востоку от блока Пилбара, где складки локализируются только в отдельных линейных зонах над участками наиболее напряженных деформаций в фундаменте.

ПРОВИНЦИЯ ГОУЛЕР

Провинция Гоулер на юге Австралии кратонизирована около 1500—1450 млн лет назад [Rutland et al., 1981]; это последний из древних кратонов, окруженных более молодыми Центральноавстралийскими подвижными поясами (см. рис. 1). Обе

составные части провинции Гоулер — кратон Гоулер и блок Уильяма — характеризовались сходной историей орогенного развития в протерозое, а затем были разделены знаменитой "геосинклиналью" Аделаида и вошли в состав ее основания. Учитывая предполагаемую, но еще не получившую подтверждения активизацию на площади небольших выступов в интервале 1200—900 млн лет назад, К. Пламб [Plumb, 1979b] сделал вывод о принадлежности складчатого основания Аделаидской "геосинклинали" к Центральноавстралийским подвижным поясам (см. рис. 1).

КОМПЛЕКСЫ "ФУНДАМЕНТА"

Изотопный возраст пород гранулитовой фации (около 2590 млн лет) и внедрение гранитоидов в метаосадочную толщу в стадии зрелого метаморфизма (2400—2300 млн лет назад) показывают, что весь кратон Гоулер подстилается архейским континентальным фундаментом. В блоке Уильяма архейские породы пока не обнаружены.

Фундамент перекрывается раннепротерозойской толщей шельфового происхождения, состоящей из зрелых кварцитов, доломитов, изверженных пород и железняков; их мощность всего 1,5—2 км в пределах кратона Гоулер, но увеличивается до 5,5—5,6 км в восточном направлении в блоке Уильяма.

Эти породы отложились, вероятно, не ранее 1900 млн лет назад, после чего подверглись полифазной деформации, метаморфизму зеленосланцевой—амфиболитовой, местами до гранулитовой фации и внедрению гранитов около 1820—1600 млн лет назад. Тип деформации и метаморфизма соответствует высокому тепловому потоку и связан со стратиграфическим положением пород.

Далее имел место позднектонический режим переходного типа. Складчатые комплексы кратона Гоулер были перекрыты пологозалегающими или смятыми в пологие складки вулканитами хр. Гоулер и молассовыми отложениями; на уровне около 1550—1470 млн лет назад как кратон Гоулер, так и блок Уильяма были прорваны комагматичными гранитами. С тех пор кратон Гоулер оставался стабильным, в то время как блок Уильяма был значительно переработан ордовикской деламерской складчатостью.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Если часть раннего платформенного чехла (формация Пандурра) отложилась в грабенах, возникших на площади кратона Гоулер (Шельф Стюарт), вероятно, около 1400—1300 млн лет назад, то накопление основной массы платформенных отложений началось лишь около 1100 млн лет назад в "геосинклинали" Аделаида — эпиконтинентальном грабене, образовавшемся вблизи края докембрийского кратона, между кратоном Гоулер и блоком Уильяма. За период с 1100 млн лет назад до ордовика в "геосинклинали" Аделаида накопилась толща аренитов, лютитов, карбонатов и в незначительном количестве вулканитов общей мощностью свыше 20 км.

В разрезе встречаются региональные несогласия, отражающие, возможно, эпохи активизации фундамента, обусловленные развитием Центральноавстралийских подвижных поясов (см. ниже). Прерывистая и гораздо менее мощная толща сформировалась в западной части кратона Гоулер (Шельф Стюарт), ограниченной линейной зоной Торренс—Хиндж. Конец этапу осадконакопления был положен раннеордовикской деламерской складчатостью, которая превратила "геосинклиналь" в современный складчатый пояс Аделаида, характеризующийся длинными дугообразными складками и метаморфизмом на юге, вблизи Тасманского складчатого пояса; на севере эта система переходит в интракратонный грабен с блоковыми складками, в основе которых лежат блоки фундамента.

Центральноавстралийские подвижные пояса [Plumb, 1979b] представляют собой внутриконтинентальные линейные зоны вторичного тектогенеза, которые разделяют и окружают ядра более древних кратонов (см. рис. 14). История их развития может быть прослежена на протяжении более чем 1000 млн лет, в течение которых выявляется ряд эпизодов повторной деформации, метаморфизма, внедрения гранитоидов и активизации, вплоть до окончательной кратонизации, в результате которой примерно на рубеже 1000—900 млн лет назад сформировалась единая Австралийская платформа—фундамент Центральноавстралийского платформенного чехла.

В пределах каждого подвижного пояса основные структуры (разломы), очевидно, проходят через всю толщу коры вплоть до ее основания и разделяют зоны с различным составом, плотностью, типом структур и характером метаморфизма. Для них типичны высокометаморфизованные породы, поднятые из более глубоких горизонтов коры. Крупные гравитационные аномалии, связанные с этими структурами, четко отражают глубинные связи (см. рис. 1) между выходами коренных пород отдельных поясов — блоками Аранта и Масгрейв и провинциями Олбэни-Фрейзер и Патерсон. Все подвижные пояса перерабатывают прилегающие кратоны, но при этом в центральных зонах поясов отмечаются также и новые корообразующие события.

Так, в процессе становления блока Аранта переработке подвергся край Северо-Австралийского кратона; новая кора образовалась здесь около 2000 млн лет назад. Около 1800—1750, 1750—1600, 1500—1400 млн лет назад имели место отдельные тектонотермадные события с метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций, кульминацией которых явилась Ормистонская мигматизация южной зоны на рубеже 1050 млн лет назад с последующим внедрением посттектонических гранитов с возрастом 900 млн лет [Plumb et al., 1981; Shaw et al., 1984; Stewart et al., 1984]. Активизация фундамента кратона вызвала интенсивные надвиги и покровообразование в период раннекарбоновой складчатости Эйлис-Спрингс.

Блок Масгрейв при своем формировании перерабатывал край кратона Гоулер [Thomson, 1975]; новая кора была, очевидно, приращена к его центральной зоне в эпохи 1550 и 1330 млн лет, а затем метаморфизована в гранулитовой фации 1200 млн лет назад [Gray, 1978]. Калгерская мигматизация и внедрение гранитоидов (1150—1050 млн лет назад) совпадают с ормистонским событием, особенно на севере блока; далее следует эпоха с переходным тектоническим режимом, с бимодальным вулканизмом и плутонизмом на рубеже около 1040 млн лет назад [Daniels, 1974]. Интенсивная активизация кратона в конце протерозоя обусловила возникновение покровов и надвигов в ходе складчатости Питермэн-Рейнджз.

Процессами, сопровождавшими становление провинции Олбэни-Фрейзер, были переработаны архейские породы вдоль западного края этой провинции [Gee, 1979a]; но к главному поясу была добавлена и новая кора на уровнях около 2000, 1650—1700 и, возможно, даже 1300 млн лет назад [Argiens, Lambert, 1969; Fletcher et al., 1983a; Page, et al., 1984]. Несколько метаморфических событий отмечаются между 1900—1300 млн лет; последнее внедрение гранитов датируется примерно 1100—1000 млн лет назад.

Провинция Патерсон, считавшаяся раньше продолжением провинции Гаскойн, по последним данным, тесно связана с блоком Масгрейв, что показывает и простиранние гравитационных аномалий. Возраст метаморфизма пород провинции около 1330 и, возможно, 1530 млн лет; для поздне-тектонических пегматитов — 1130, для посттектонических гранитов — 1080 млн лет [Chin, de Laeter, 1981]. Около 600 млн лет назад во время складчатости Питермэн Рейнджз имело место внедрение небольших гранитных тел [Williams et al., 1976].

Ранее уже отмечалась возможная "Центральноавстралийская" переработка

фундамента под складчатым поясом Аделаида. Принято считать, что породы блока Уонаминта, расположенного восточнее, эквивалентны породам блока Уильяма; они образуют фундамент и входят в состав Тасманского складчатого пояса. Однако на их сходство с Центральноавстралийскими поясами указывают посттектонические граниты с возрастом 650 млн лет (складчатость Питермэн-Рейджз?) и единство гравитационных аномалий с аномалиями блока Масгрейв [Plumb, 1979a].

Южнее, в Западной Тасмании, в блоке Тайена, метаосадки накопились около 1100 млн лет назад и были метаморфизованы ко времени складчатости Френчмэн — 815 млн лет назад [Raheim, Compston, 1977], возможно одновременно с переработкой основания системы Аделаида. За осадконакоплением в соседней геоантиклинали Роки Кейп около 750—725 млн лет назад последовала более молодая складчатость Пенгуин, после чего формирование складчатой структуры этих блоков было закончено [Richards, 1980]. Они образовали фундамент и вошли в состав палеозойского Тасманского складчатого пояса.

Вдоль юго-западного побережья в двух слабоизученных выступах неясной тектонической принадлежности отмечается метаморфизм гранулитовой фации с возрастом около 1020 (блок Нортгемптон) и 650 млн лет (блок Натуралист).

ЦЕНТРАЛЬНОАВСТРАЛИЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Описание выполнено в основном по работам [Doutch, Nicholas, 1978; Plumb, 1979b].

Кратонизация Центральноавстралийских подвижных поясов и обусловленное ею объединение древних ядер сменились позже формированием широко распространенного и практически непрерывного платформенного чехла; он накапливался диахронно на большей части Австралийской платформы в среднем и позднем протерозое и раннем палеозое. На протяжении от раннего до позднего палеозоя на континенте происходило последовательное завершение осадконакопления; местами этот процесс сопровождался активизацией фундамента и поднятием отдельных участков, представляющих собой в настоящее время выступы. По краям платформы (на современном континентальном шельфе) седиментация продолжалась с небольшим перерывом мезозое и кайнозое (Трансавстралийский платформенный чехол), являясь отражением процесса раскола Гондваны [Branson, 1978]; как правило, лишь очень тонкий покров более молодых горизонтов чехла распространялся во внутренние части платформы.

Наиболее древние элементы. Центральноавстралийского платформенного чехла с возрастом около 1100 млн лет (рассмотренные выше впадина Бангемолл и "геосинклиналь" Аделаида) развивались в рифтах или грабенах в пределах сформировавшихся ранее подвижных поясов одновременно с завершающим орогенезом и переходным тектогенезом Центральной Австралии. Примерно в это же время (1200—900 млн лет назад) на Северо-Австралийском кратоне накопилась маломощная (3,5 км) пологозалегающая толща осадков впадины Виктория Ривер, мощность которой увеличивается к западу, достигая 9 км в грабене на территории соседней подвижной зоны — Холлс-Крик — Фицморис [Plumb et al., 1981].

Отложения чехла Центральной Австралии достигли наибольшего распространения после эпохи кратонизации с возрастом 900 млн лет, и к концу протерозоя практически непрерывный чехол протягивался от системы Аделаида [Rutland et al., 1981] до впадины Офисер, далее через впадины Амадиес, Нгалия в южную впадину Джорджина к Центральной Австралии [Preiss et al., 1978] и оттуда к области Кимберли [Plumb et al., 1981]. Осадконакопление продолжалось с небольшим перерывом до раннего палеозоя, за исключением областей, затронутых позднепротерозойской складчатостью Питермэн-Рейнджз. Это последнее событие предшествовало дальнейшей трансгрессии новых, насыщенных карбонатами отложений через впадины Джорджина, Дэйли-Ривер, Арафура, Каннинг и Бонапарте; трансгрес-

сия сопровождалась широким распространением на Северо-Австралийском кратоне раннекембрийского базальтового вулканизма. События, сопоставимые со складчатостью Эйлис-Спрингс, включали значительное поднятие, рифтинг и осадконакопление молассового типа в обширных областях Северной Австралии [Douch, Nicholas, 1978; Plumb, 1979b].

Можно отметить тесную связь между тектоническим положением и особенностями тектонического развития различных элементов чехла Центральноавстралийской платформы [Plumb, 1981]. Так, древние кратоны либо перекрыты очень тонким чехлом, либо вообще не имеют его (блоки Йилгарн, Пилбара, кратон Гоулер); в других случаях они покрыты широко распространенными, но маломощными, выдержанными по латерали, пологозалегающими отложениями со значительными перерывами в осадконакоплении (Северо-Австралийский кратон). Напротив, платформенные чехлы, перекрывающие подвижные пояса (складчатый пояс Аделаида, впадины Амадиес, Бангемолл и частично впадина Каннинг), включают очень мощные (до 20 км и более) непрерывные серии со значительной изменчивостью, умеренно или сильно деформированные. Как уже отмечалось, стиль структуры складчатого пояса Аделаида и впадины Бангемолл отражает активизацию и сохранявшуюся нестабильность подстилающей их коры. Равным образом, в результате активизации надвигов в древнем фундаменте блоков Аранта и Масгрейв в ходе необычных для инкратонных условий складчатостей Питермэн-Рейнджз и Алис-Спрингс впадины Амадиес и Нгалия в Центральной Австралии были затронуты крупными покровно-надвиговыми деформациями, латерально переходящими в дугообразные складки срыва юрского типа.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ ВОСТОЧНОЙ АВСТРАЛИИ (ТАСМАНСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

В Восточной части Австралии к востоку от Австралийской платформы (кратона) расположен палеозойский Тасманский складчатый пояс; на значительной площади он перекрыт платформенным чехлом мезозойско-кайнозойского и местами верхнепалеозойского возраста. Положение границы платформы и складчатого пояса у разных авторов несколько варьирует, особенно в тех местах, где складчатые комплексы скрыты чехлом. Но в последние годы [Scheibner, 1978] она чаще всего проводится вдоль разрыва Палмервилль на севере, затем в юго-западном направлении по системе нарушений так называемого линеймента Даймантина Ривер; южнее 30° ю.ш. возможны два варианта границы, в зависимости от того, куда отнести систему Аделаида — к Тасманскому складчатому поясу или к древней платформе; на карте она включена в состав Тасманского складчатого пояса (рис. 16).

Тасманский складчатый пояс является крупнейшим сложнопостроенным образованием протяженностью около 3500 км. Он состоит из нескольких разновозрастных складчатых систем. Раньше, как правило, выделяли три главные системы: Аделаида, Лаклан и Новой Англии. Теперь это районирование усложнилось, и многими авторами [Scheibner, 1978; Plumb, 1979; et al] различаются здесь следующие складчатые системы (называемые австралийскими геологами складчатыми поясами или орогенами): Аделаида, Канманту (обе консолидированы в конце кембрия—раннем (?) ордовике), Томсон (консолидирована в ордовике), Лаклан (консолидирована в середине девона), Новой Англии (или Новой Англии—Ярол), Ходжкинсон-Брокен Ривер (обе консолидированы в конце палеозоя). Платформенный чехол довольно ограниченно развит на площади верхнепалеозойских складчатых систем. Но в остальных системах им покрыты большие площади, особенно в системе Томсон, складчатые комплексы которой выходят на поверхность лишь на сравнительно ограниченном пространстве в её северной части.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ АДЕЛАИДА И КАНМАНТУ

Аделаида и Канманту представляют собой соответственно миогеосинклинальную зону, заложившуюся, по данным К.А. Пламба [Plumb, 1979a, b], на докембрийском платформенном основании с возрастом 1175—950 млн лет, и эвгеосинклинальную зону, развивавшуюся на океанической коре, одной геосинклинальной складчатой системы.

Для них характерно развитие одинаковой длительности — от позднего докембрия (после 900 млн лет) до раннего—среднего кембрия с заключительной деламерской складчатостью и метаморфизмом в конце кембрия — раннего ордовика.

Складчатые комплексы Аделаиды сложены в основном терригенными (с пачками доломитов и известняков) породами верхнего протерозоя (серия Аделаида и ее аналоги) и нижне-среднего кембрия. Породы мелководные, практически без вулканитов, платформенного облика, но большей мощности. Последнее обстоятельство, а также дислоцированность пород позволяют относить их к комплексам внутрикратонных прогибов миогеосинклинального типа. Нередко, однако, их рассматривают как деформированный платформенный чехол. Деформация позднего кембрия—раннего ордовика была интенсивной; региональный метаморфизм местами достигает амфиболитовой фации.

Эвгеосинклинальные комплексы складчатой системы Канманту обнажаются на сравнительно небольшой площади в юго-восточной части штата Южная Австралия и на северо-западе штата Новый Южный Уэльс вблизи границы с системой Аделаида. Они сложены разнообразными по составу породами верхнего протерозоя и нижнего, возможно среднего, кембрия. Палеонтологически доказано наличие нижнего кембрия [Scheibner, 1972]. Осо-

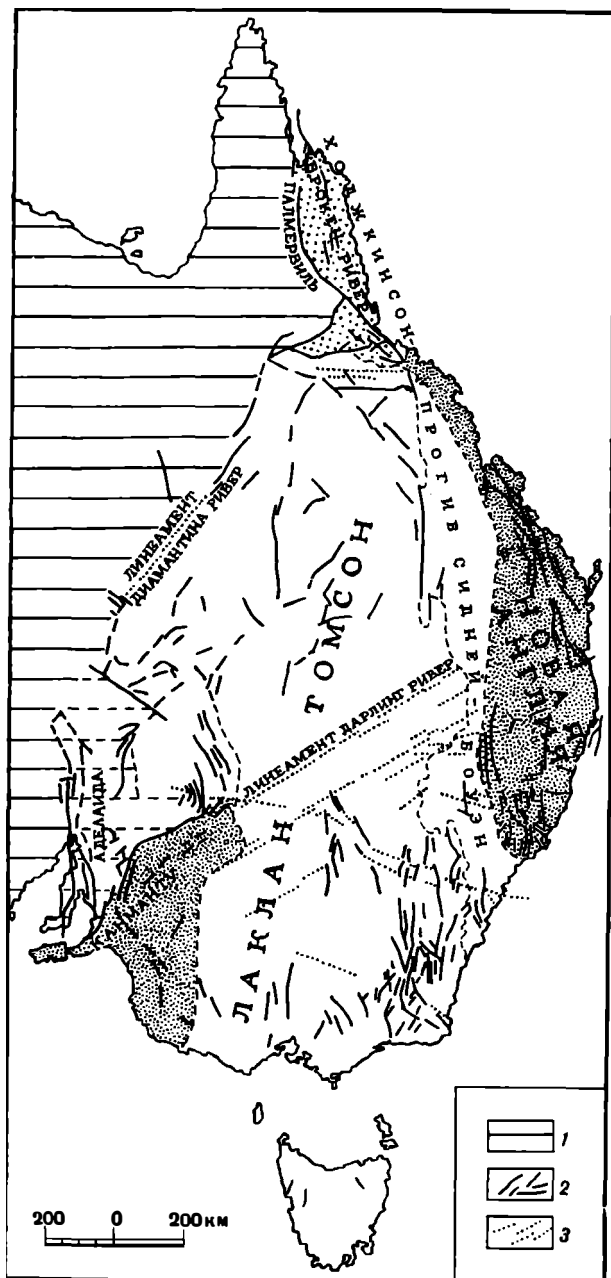


Рис. 16. Главные тектонические элементы Тасманского складчатого пояса [Scheibner, 1978]

1 — Австралийская платформа; 2 — разрывы; 3 — линеаменты

бенно заметную роль в разрезе играют граувакковые песчаники и алевролиты, толеитовые базальты и спилиты, андезиты. Складчатость конца кембрия — ордовика сопровождалась метаморфизмом пород и внедрением синтетектонических (?) интрузий гранитов (главным образом в южной части описываемой системы). Деформация была очень интенсивной, с развитием изоклинальной складчатости.

В современной структуре система Канманту прослеживается в северном направлении примерно до широты Брокен-Хилла, до пересечения с зоной линеамента Дарлинг Ривер. В настоящее время существует, как уже говорилось, тенденция относить более северную площадь к другой складчатой системе Томсон. Граница между ними проводится либо по зоне линеамента Дарлинг Ривер [Scheibner, 1978], либо еще немного севернее — вдоль так называемой линии или дуги Небайн, проходящей вблизи границы штатов Новый Южный Уэльс и Квинсленд, на которой меняется простираание гравитационных аномалий, свойственное этим складчатым системам [Murrey, Kirkegaard, 1978]. Нельзя исключить, однако, того обстоятельства, что первоначально эти системы (Канманту и Томсон) представляли собой единое целое [Plumb, 1979a,b].

Что касается системы Аделаиды, то не исключено соединение одной из ее ветвей с расположенным северо-западнее внутриплатформенным прогибом (авлакогенном) Амадиес.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ТОМСОН

В качестве самостоятельной единицы данная система выделена недавно в работах А. Киркгарда и С. Меррея [Kirkegaard, 1974; Murrey, Kirkegaard, 1978]. Относящиеся к ней складчатые комплексы обнажаются только на крайнем северо-востоке в массивах Лолуорс-Рейвенсвуд и Анаки. На всей остальной площади они перекрыты толщами послескладчатых пород девона-карбона (которые описываются австралийскими геологами под названием переходного комплекса и главное место среди которых принадлежат орогенным комплексам верхнего девона—карбона) и платформенного чехла.

Складчатые комплексы в массивах представлены породами кембрия—нижнего ордовика. Преобладают терригенные, тонкозернистые, богатые кварцем осадочные породы и вулканиты островодужного типа. По данным бурения, кембрийские и ордовикские породы слагают фундамент на остальной площади. Породы нижнего палеозоя деформированы и метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях. Намечается несколько (до трех) эпизодов деформации и метаморфизма; основная складчатость датируется средним и частично, возможно, поздним ордовиком. Сформированные в это время структуры имеют в основном северо-восточное простираание до субширотного на крайнем северо-востоке (в указанных выше массивах). Породы среднего ордовика—силура отсутствуют, за исключением проблематичных неметаморфизованных отложений верхнего ордовика в массиве Анаки; но в это время имело место внедрение двух генераций гранодиоритовых интрузий (454 ± 30 и 396 ± 30 млн лет по Rb-Sr-методу), наиболее ранние из которых являются синтетектоническими, и интрузий адамеллитов (401 ± 7 млн лет по Rb—Sr-методу).

Над описанными складчатыми комплексами резко несогласно залегают породы упомянутого выше переходного комплекса девона—карбона, которые образовались после эпохи консолидации, но до начала накопления настоящего платформенного чехла. Они выполняют впадины Бердекин, Драммонд, Эдевейл, где имеют особенно большую мощность, и частично развиты за их пределами. Корреляция и датировка этих отложений пока очень неточна, но в целом они разделяются на три толщи, соответствующие эпохам с разным тектоническим режимом: нижний—средний девон — фациально изменчивый комплекс мелководных морских и континентальных отложений, местами с вулканитами

андезитового и риолитового состава; верхний девон—нижний карбон — орогенный комплекс, сложенный континентальной, частично красноцветной молассой с небольшим количеством наземных орогенных вулканитов и отдельными пачками морских отложений; верхний карбон — континентальные (молассового типа) породы и вулканоплутоническая ассоциация.

В рассматриваемое время дважды имела место складчатость. Первые деформации — слабые и локальные (в западных районах системы Томсон); они отмечаются в среднем девоне и сопоставляются со складчатостью Таберабера, сыгравшей исключительную роль в развитии системы Лаклан. Более значительная и повсеместно проявившаяся складчатость имела место в середине карбона; она сопоставляется со складчатостью Канимблан системы Лаклан и складчатостью Эйлис Спрингс впадины Амадиес. В результате этой складчатости породы девона—карбона были смяты в открытые, неравномерно распределенные по площади складки, часто осложненные разрывами. Их простираение в основном подчинено простираению ордовикских структур. В обоих случаях после деформации произошло внедрение гранитных интрузий посттектонического типа. Примечательно, что девонские граниты широко распространены также за пределами складчатой системы: пояс крупных батолитов протягивается с юга на север в краевой части древней платформы на п-ове Йорк. Все описанные комплексы перекрываются отложениями платформенного чехла.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ЛАКЛАН

Система Лаклан отличается от ранее описанных элементов более сложной историей развития, а также сложной внутренней зональностью, что, правда, в какой-то мере объясняется ее лучшей обнаженностью и, как следствие этого, более полной изученностью.

Геосинклинальный разрез системы Лаклан включает породы от нижнего кембрия до нижнего девона; более древние, докембрийские, породы развиты только на о. Кинга и в Тасмании (Тасмания занимает особое положение в системе Лаклан; ее соотношение с тектоническими элементами "континента" еще не вполне ясно: отличаясь от них историей движений в ордовике—раннем девоне, она вместе с тем, так же как и остальная часть системы Лаклан, испытала мощную заключительную складчатость Таберабера в середине девона). Основываясь на характере разреза, истории движений, деформаций и магматизма, территорию, на которой развиты эти породы, разделяют на ряд относительно узких, линейно вытянутых в субмеридиальном направлении структурно-формационных зон. В современной структуре они выражены зонами антиклинорного и синклинорного строения. Лучше всего они выделяются на территории штата Новый Южный Уэльс [Gilligan, Scheibner, 1978].

Антиклинорные зоны сложены наиболее древними породами (кембрий—ордовик) и глубоко эродированными интрузиями и метаморфическими комплексами; в наложенных структурах встречаются орогенные породы и породы так называемого переходного комплекса. В синклинорных зонах преобладают более молодые породы (силур—девон).

История формирования складчатой системы состоит из нескольких этапов со свойственными им комплексами пород, разделенных, как правило, эпохами деформаций. Краткая характеристика этих этапов дается здесь в основном по работе [Gilligan, Scheibner, 1978].

Древнейшие породы кембрия—нижнего ордовика, еще недостаточно изученные, принадлежат наиболее ранней стадии развития, завершившейся деламерской складчатостью; она соответствует одноименной заключительной складчатости в складчатых системах Аделаида и Канманту.

Следующая стадия охватывает ордовик и начало силура. В это время

развитие шло по типу окраинно-материковой гесинклинальной системы, в которой с запада на восток выделяется характерная последовательность палеотектонических зон: континентальный шельф; впадина Уогга с флишевым осадконакоплением, которая предположительно может интерпретироваться как краевое море; бассейн (подводное плато?) с пелагическими и мелководными отложениями; система островных дуг (Молонг) и желобов. Описываемая стадия завершилась мощной эпохой деформации, высокотемпературного регионального метаморфизма, формирования анатектических гранитов и мигматитов. Эти события датируются концом ордовика—началом силура и включают сближенные во времени фазы Бенамбран (более ранняя) и Квидонген (более поздняя), проявившиеся в основном в восточных зонах, главным образом в вулканических дугах Молонг.

Силурийские—нижнедевонские породы отличаются большим разнообразием. Они накапливались в прогибах и впадинах, процесс заложения которых после временной консолидации территории в результате складчатости Бенамбран-Квидонген растянулся на большую часть силура. В некоторых из этих прогибов (Каура) в основании разреза имеются офиолиты, интерпретируемые как породы океанического основания. Кроме осадочных формаций разного генезиса — от мелководных (флиш, турбидиты, глинисто-кремнистые толщи и т. д.) до мелководных — в это время в большом количестве формировались толщи кислых вулканитов в островных дугах и структурах рифтового типа (интрадуговой рифт). В ходе этой стадии и во время завершившей ее среднедевонской складчатости Таберабера сформировался современный план тектонической зональности, основу которой составляют упоминавшиеся выше антиклинорные и синклинорные зоны. На границе силура и девона отмечается складчатость Баунинг. Она сопровождалась становлением ряда синтетектонических гранитоидных комплексов, вызвала деформацию пород на поднятиях и в нескольких прогибах, во многих зонах с ней было связано существенное изменение условий седиментации, выразившееся в сокращении площади мелководных прогибов и впадин. Однако она еще не привела к окончательной консолидации геосинклинали.

Заключительная складчатость Таберабера, вызвавшая полную консолидацию всех элементов системы Лаклан, имела место в среднем девоне. С ней связаны интенсивная деформация, массовое внедрение посттектонических гранитов, во многих зонах региональный зеленосланцевый и амфиболитовый метаморфизм.

Над описанными складчатыми комплексами резко несогласно залегают в основном континентальные орогенные (молассовые и местами вулканические) комплексы верхов среднего (?)—верхнего девона и нижнего карбона. В современной структуре эти породы представляют собой фрагменты выполнения некогда более широко распространенных впадин. По условиям образования, возрасту и тектонической позиции они аналогичны верхнедевонским—каменноугольным орогенным ("переходным") комплексам складчатой системы Томсон. В конце раннего карбона эти породы были деформированы (складчатость Канимблан) с образованием открытых складок; лишь изредка отмечаются более сильная деформация и образование кливажа (на востоке). Затем, в более позднем карбоне, в западных районах системы Лаклан последовало внедрение посттектонических гранитов и основных пород. Выше залегают отложения платформенного чехла.

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ НОВОЙ АНГЛИИ И ХОДЖКИНСОН-БРОКЕН РИВЕР

Рассматриваемые системы протягиваются вдоль восточной окраины материка. Они разделены более древним массивом Лолуорс-Рейвенсвуд — крайним северо-восточным выступом складчатой системы Томсон. Обе системы объединяет то, что складчатость в них имеет позднепалеозойский возраст; но проявилась

она все же в разное время: в системе Ходжкинсон-Брокен Ривер — в раннем—среднем карбоне, в системе Новой Англии — в конце карбона—перми. Между ними имеются и другие различия, в частности, их отличает то немаловажное обстоятельство, что под палеозойскими складчатыми комплексами системы Ходжкинсон-Брокен Ривер устанавливается более древний консолидированный фундамент, следов которого не обнаруживается в системе Новой Англии [Day et al., 1978].

Надо сказать, что если современные структурные соотношения описываемых элементов и массива Лолуорс-Рейвенсвуд в системе Томсон в основном расшифрованы, то их связи на геосинклинальном и орогенном этапах пока менее ясны, и возможно, что предлагаемая сейчас схема районирования этой части Тасманского складчатого пояса со временем в чем-то изменится.

Складчатые комплексы системы Ходжкинсон-Брокен Ривер сложены породами от ордовика (предположительно) до нижнего карбона. Основную их часть составляют морские геосинклинального типа породы ордовика—среднего девона. Они формировались в двух обстановках: на западе, в полосе, прилегающей к древней платформе, развиты мелководные в значительной степени карбонатные шельфовые породы; на востоке — толщи флиша со спилитами и андезитами в нижней (ордовик—нижний силур) части разреза. Верхняя часть складчатых комплексов сложена спорадически распространенными континентальными и мелководными отложениями верхнего девона и нижнего карбона, образовавшимися в условиях общего воздымания и, очевидно, одновременно со складчатостью.

Описанные породы смяты в сжатые, нередко изоклинальные складки; широко развит кливаж. Простирание структур в основном северное и север-северо-западное. Интенсивность деформации, так же как и степень метаморфизма (до амфиболитовой фации), возрастает к востоку в направлении к внутренним зонам. Насчитывается несколько (до четырех) генераций складок, образовавшихся в эпоху главной складчатости в интервале от конца девона до раннего карбона включительно. Этот же возраст получен К-Аг-методом для метаморфизма. В позднем карбоне—ранней перми складчатые комплексы были прорваны пост-тектоническими интрузиями адамеллитов, гранитов и гранодиоритов, становление которых сопровождалось кислым вулканизмом и блоковой тектоникой.

В складчатой системе Новой Англии обычно выделяют три сектора или провинции [Day et al., 1978]. Большую, западную, часть площади занимают провинции Ярл (на севере) и Новая Англия (на юге). Они продолжают одна другую по простиранию, но в районе г. Брисбен разделены мезозойско-кайнозойским чехлом Большого Артезианского Бассейна и впадины Мортон-Кларенс. Обе провинции сложены в основном складчатыми геосинклинальными комплексами верхнего силура—перми. Восточнее находится провинция Гимпи, на территории которой развиты преимущественно пермские и нижнетриасовые мелководные и флювиальные отложения. На противоположном, западном, краю складчатой системы Новой Англии перед ее фронтом находится краевой Боуэн-Сиднейский прогиб, также выполненный отложениями перми и триаса. Он наложен на складчатые и орогенные комплексы систем Лаклан и Томсон и, в свою очередь, перекрыт в средней части более молодыми отложениями Большого Артезианского Бассейна.

Палеотектоническая зональность геосинклинального этапа отличалась большой сложностью, к тому же со временем она менялась. Соответственно, породы, слагающие складчатые комплексы, весьма разнообразны. Однако их изменчивость подчинена определенной закономерности: в провинциях Ярл и Новая Англия намечаются две субмеридиональные продольные зоны или, скорее, системы зон, отвечающие основным палеотектоническим элементам геосинклинали. Для западных зон была характерна обстановка вулканических дуг, краевых морей,

подвижного шельфа с соответствующим набором пород; для восточных, более внутренних и более удаленных от форланда, зон — обстановка континентального склона и подножья и глубоководных впадин с широким развитием базитового вулканизма, пород офиолитовой ассоциации, пелагических осадков, мощных толщ флиша. Предполагается, что западные зоны хотя бы частично заложены на континентальной коре, тогда как под восточными зонами существовала кора океанического типа. В современной структуре образования этих зон разделены поясом офиолитов и ультрабазитов. Прерывистая цепочка выходов ультрабазитов протягивается также вдоль границы провинции (зоны) Гимпи с провинцией Ярол.

В среднем девоне, до эпохи главной, заключительной, складчатости, отмечается складчатость в провинции Ярол, часть которой (зона Калиопе) подверглась довольно сильной деформации и внедрению небольших тел гранитов; эта складчатость сопоставляется со складчатостью Таберабера системы Лаклан. В карбоне были еще два-три эпизода сравнительно локальных поднятий, сопровождавшихся внедрением гранитных батолитов.

Главная складчатость, с которой были связаны окончательная консолидация геосинклинали и формирование складчатой структуры провинций Ярол и Новая Англия, датируется концом карбона—пермью. Уточнение этой датировки пока вызывает разногласия, но сейчас наметилась тенденция считать, что в ряде восточных зон этих провинций — в зонах Уоломин-Нэмбак (Woolomin-Nambucca), Прибрежной (Coastal) и ее южном продолжении—складчатость была несколько раньше, в конце карбона—начале перми, тогда как в западных зонах — блок Ярол, Тамуорт, Димон — складчатость проявилась позже, в средне-позднепермское время (складчатость Хантер-Боуэн) [Day et al., 1978]. Деформация в целом была интенсивной — до образования изоклинальных складок и формирования крупных тектонических покровов, в том числе офиолитовых. Деформация сопровождалась метаморфизмом. В восточных зонах широко развит зеленосланцевый, в меньшей мере амфиболитовый и местами глаукофановый метаморфизм. Имело место внедрение синтетектонических гранодиоритовых интрузий и анатектических гранитов.

Наиболее молодые, раннетриасовые, деформации отмечаются в провинции Гимпи. Они привели к смятию пород и перемещению тектонических покровов. В более западных провинциях (Ярол, Новая Англия) к этому времени (ранний—средний триас) были приурочены блоковые движения и формирование ряда крупных тафрогенных вулканических структур — грабенов и впадин (Мортон-Кларенс и др.).

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

В зависимости от принимаемых критериев платформенный чехол, залегающий на палеозойских складчатых комплексах Тасманского складчатого пояса, можно выделять в разном объеме. В более строгом варианте он состоит из платформенных (в узком смысле слова) отложений юры — мела и менее широко распространенных отложений кайнозоя. Именно в этом объеме он показан на Международной тектонической карте мира. В другом варианте, который принимается обычно австралийскими геологами [Doutch, Nicholas, 1978], в чехол включают также толщи более древних пород, накопившихся в существенно иной тектонической обстановке до начала образования юрских и более молодых отложений типичного платформенного чехла. К ним относятся неравномерно развитые на площади, достигающие нередко очень большой мощности орогенные толщи (моласса, субсеквентные—орогенные вулканы) верхнего девона—карбона на площади среднепалеозойских и более древних складчатых систем (Аделаида, Канманту, Томсон, Лаклан) и перми—триаса на площади позднепалеозойских складчатых систем (Ходжкинсон-Брокен Ривер и Новой Англии)

и их западного форланда. Австралийские геологи называют их переходными комплексами и либо выделяют в самостоятельную группу образований, либо включают в состав платформенного чехла. На карте мира эти породы в соответствии со спецификой тектонической обстановки их формирования изображены, как и в других аналогичных случаях, в виде самостоятельных орогенных комплексов, связанных с девон-каменноугольной и пермско-триасовой эпохами горообразования. Краткая характеристика этих комплексов была дана выше при описании тех складчатых систем, на площади которых они развиты.

По данным работы [Doutch, Nicholas, 1978], юрские—меловые и частично кайнозойские породы чехла сосредоточены в основном в пределах трех крупных впадин (бассейнов) — Карпентария, Эроманга и Сюрет (Сурат), которые в совокупности составляют Большой Артезианский Бассейн, и двух небольших впадин вблизи восточного побережья Австралии — Лаура (на востоке п-ва Кейп-Йорк) и Мортон-Кларенс (к югу от г. Брисбена). Кайнозойские породы наиболее полно развиты во впадине Муррей в южной части Тасманского пояса.

Во впадинах Большого Артезианского Бассейна породы чехла перекрывают по большей части девон-каменноугольные и пермско-триасовые переходные комплексы, а на западном борту — породы фундамента и доюрской части чехла Австралийской платформы. Мощность чехла в наиболее погруженных частях этих впадин не превышает 2 км. Как правило, он состоит из юрских континентальных осадков и нижнемеловых мелководных обломочных пород и известняков, связанных с трансгрессией в начале мела. В середине мела море почти целиком покинуло территорию Тасманского пояса. Описываемые впадины представляют собой пологие структуры; во впадинах Эроманга и Сюрет слои очень слабо смяты, местами фиксируются разрывы с амплитудой не более первых сотен метров.

ЛИТЕРАТУРА

- Archibald N.J., Bettenay L.F., Bickle M.J., Groves D.I. Evolution of Archaean crust in the Eastern Goldfields Province of the Yilgarn Block, Western Australia // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1981. Vol. 7. P. 491—504.
- Arriens P.A., Lambert I.B. On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite-facies rocks from the Fraser Range, Western Australia, and the Musgrave Range, Central Australia // Ibid. 1969. Vol. 2. P. 377—388.
- Black L.P., Bell T.H., Rubenach M.J., Withnall I.W. Geochronology of discrete structural-metamorphic events in a multiply deformed Precambrian terrain // Tectonophysics. 1979. Vol. 54. P. 103—137.
- Branson J.C. Evolution of sedimentary basins from Mesozoic times in Australia's continental slope and shelf // Ibid. 1978. Vol. 48. P. 389—412.
- Bullitude R.J., Wyborn L.A.I. Distribution and geochemistry of volcanic rocks in the Duchess-Uranda region, Queensland // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1982. Vol. 7. P. 99—112.
- Chin R.J., de Laeter J.R. The relationship of new Rb-Sr isotopic dates from the Rudall Metamorphic complex to the geology of the Paterson Province // Geol. Surv. West. Austral. Annu. Rep. 1980. P. 80—87.
- Daniels J.L. The geology of the Blackstone region, Western Australia // Bull. Geol. Surv. West. Austral. 1974. N 123.
- Day R.W., Murray C.G., Whitaker W.G. The eastern part of the Tasman Orogenic Zone // The Phanerozoic structure of Australia and variations in tectonic style / Ed. E. Scheibner. Amsterdam, 1978. P. 327—364. (Tectonophysics; Vol. 48).
- Derrick G.M. A Proterozoic rift zone at Mount Isa, Queensland, and implications for mineralization // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1982. Vol. 7. P. 81—92.
- Doutch H.F., Nicholas E. The Phanerozoic sedimentary basins of Australia and their tectonic implications // Tectonophysics. 1978. Vol. 48. P. 365—388.
- Drummond B.J. A crustal profile across the Pilbara and Northern Yilgarn Blocks, Western Australia // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. 1979. Vol. 4. P. 171—180.
- Drummond B.J., Smith R.E., Horwitz R.C. Crustal structure in the Pilbara and Northern Yilgarn Blocks from deep seismic sounding // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1981. Vol. 7. P. 33—42.
- Fletcher I.R., Wilde S.A., Libby W.G., Rosman K.J.R. Sm-Nd model ages across the margins of the Yilgarn Block, Western Australia. II. Southwest transect into the Proterozoic Albany-Fraser Province // J. Geol. Soc. Austral. 1983a. Vol. 30. P. 333—340.
- Fletcher I.R., Williams S.J., Gee R.D., Rosman K.J.R. Sm-Nd model ages across the margins of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia; northwest transect into the Proterozoic Gascoyne Province // Ibid. 1983b. Vol. 30. P. 167—174.
- Gee R.D. Structure and tectonic style of the Western Australian Shield // Tectonophysics. 1979a. Vol. 58. P. 327—369.

- Gee R.D.* The geology of the Peak Hill area // *Geol. Surv. West. Austral. Annu. Rep.* 1978. 1979b. P. 99—106.
- Gee R.D., Baxter J.L., Wilde S.A., Williams I.R.* Crustal development in the Archaean Yilgarn Block, Western Australia // *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 1981. Vol. 7. P. 43—56.
- Gilligan L.B., Scheibner E.* Lachlan Fold Belt in New South Wales // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 48. P. 217—265.
- Goode A.D.T.* Proterozoic geology of Western Australia // *Precambrian of the Southern hemisphere* / Ed. D.H. Hunter. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 105—204. (Develop. Precamb. Geol.; N 2).
- Gray C.M.* Geochronology of granulite-facies gneisses in the Western Musgrave Block, Central Australia // *J. Geol. Soc. Austral.* 1978. Vol. 25. P. 403—414.
- GSA (Geological Society of Australia). Tectonic map of Australia and New Guinea. Scale 1:5 000 000. Sydney, 1971.
- Hall W.D.M., Goode A.D.T.* The Early Proterozoic Naberru basin: a newly discovered Lower Proterozoic basin in Western Australia // *Precamb. Res.* 1978. Vol. 7. P. 129—184.
- Hallberg J.A., Glikson A.Y.* Archaean granite greenstone terranes of Western Australia // *Precambrian of the Southern hemisphere* / Ed. D.H. Hunter. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 33—104. (Develop. Precamb. Geol.; N 2).
- Hickman A.H.* Crustal evolution of the Pilbara Block, Western Australia // *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.* 1981. Vol. 7. P. 57—70.
- Hickman A.H.* Geology of the Pilbara Block and its environs // *Bull. Geol. Surv. West. Austral.* 1983. Vol. 127. P. 13—40.
- Kirkegaard A.G.* Structural elements of the northern part of the Tasman Geosyncline // *The Tasman geosyncline* / Ed. A.K. Denmead, G.W. Tweedale, A.F. Wilson. Brisbane: Geol. Soc. Austral. Queensland Div. 1974. P. 47—62.
- Muhling P.C., Brakel A.T.* Geology of the Bange-mall Group: The evolution of an intracratonic Proterozoic basin // *Bull. Geol. Surv. West. Austral.* 1985. Vol. 128. P. 41—68.
- Murray C.G., Kirkegaard A.G.* The Thomson orogen of the Tasman orogenic zone // *The Phanerozoic structure of Australia and variations in tectonic style* // Ed. E. Scheibner. Amsterdam, 1978. P. 299—325. (Tectonophysics; Vol. 48).
- Page R.W.* Timing of superposed volcanism in the Proterozoic Mount Isa Inlier, Australia // *Precamb. Res.* 1983. Vol. 21. P. 223—246.
- Page R.W., McCulloch M.J., Black L.P.* Isotopic record of major Precambrian events in Australia // *Precamb. Geol.: Proc. 27th IGC.* 1984. Vol. 5. P. 25—72.
- Plumb K.A.* Structure and tectonic style of the Precambrian shields and platforms of Northern Australia // *Tectonophysics.* 1979a. Vol. 58. P. 291—325.
- Plumb K.A.* The tectonic evolution of Australia // *Earth-Sci. Rev.* 1979b. Vol. 14. P. 205—249.
- Plumb K.A.* Tectonic setting of the Carpentarian and Adelaidean intracratonic basins of Australia // Fourth Workshop on status, problems and programmes in Cuddapah basin. Hyderabad: Inst. Indian Peninsular Geol., 1981. P. 35—50.
- Plumb K.A., Derrick G.M., Needham R.S., Shaw R.D.* The Proterozoic of Northern Australia // *Precambrian of the Southern Hemisphere* / Ed. D.H. Hunter. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 205—308. (Develop. Precamb. Geol., N 2).
- Preiss W.V., Walter M.R., Coats R.P., Wells A.T.* Lithological correlations of Adelaidean glaciogenic rocks in parts of the Amadeus, Ngalia, and Georgina Basins // *BMR J. Austral. Geol. and Geophys.* 1978. Vol. 3. P. 43—53.
- Raheim A., Compston W.* Correlations between metamorphic events and Rb-Sr ages in metasediments and eclogites from Western Tasmania // *Lithos.* 1977. Vol. 10. P. 271—289.
- Richards J.R., Crook K.A.W.* Tectonic implications of some field relationships of the Adelaidean Coee Dolerite, Tasmania // *J. Geol. Soc. Austral.* 1980. Vol. 26. P. 353—361.
- Rutland R.W.R.* Orogenic evolution of Australia // *Earth-Sci. Rev.* 1976. Vol. 12. P. 161—196.
- Rutland R.W.R.* Structural framework of the Australian Precambrian // *Precambrian of the Southern hemisphere* / Ed. D.H. Hunter. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 1—32. (Develop. Precamb. Geol.; N 2).
- Rutland R.W.R., Parker A.J., Pitt G.M.* et al. The Precambrian of South Australia // *Ibid.* P. 309—360.
- Scheibner E.* The Kanmantoo Pre-Cratonic province in New South Wales // *Quart. Notes. Geol. Surv. New South Wales.* 1972. Vol. 7. P. 1—10.
- Scheibner E.* Tasman fold belt system or orogenic system: General description // *Tectonophysics.* 1978. Vol. 48. P. 207—216.
- Shaw R.D., Stewart A.J., Black L.P.* The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in Central Australia. Part 2. Tectonic history // *Austral. J. Earth Sci.* 1984. Vol. 31. P. 457—484.
- Stewart A.J., Shaw R.D., Black L.P.* The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in Central Australia. Part 1. Stratigraphy, correlations and origin // *Ibid.* P. 415—455.
- Thomson B.P.* A review of the Precambrian and Lower Paleozoic tectonics of South Australia // *Trans. Roy. Soc. S. Austral.* 1970. Vol. 94. P. 193—221.
- Thomson B.P.* Musgrave Block — regional geology // *Economic geology of Australia and Papua New Guinea. I. Metals* / Ed. C.L. Knight. 1975. P. 451—454. (Australas. Inst. Mining and Met. Monogr.; N 5).
- Trendall A.F.* The Hamersley Basin // *Iron formation: facts and problems* / Ed. A.F. Trendall, R.C. Morris. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 69—130. (Develop. Precamb. Geol.; N 6).
- Williams I.R., Brakel A.T., Chin R.J., Williams S.J.* The stratigraphy of the Eastern Bange-mall basin in the Paterson Province // *Geol. Surv. West. Austral. Annu. Rep.* 1975. P. 79—87.

АНТАРКТИДА

Площадь, оконтуренная бровкой материкового склона Антарктиды, составляет примерно 16,5 млн км². Большая часть этой площади (около 14 млн км²) находится под постоянным, почти сплошным ледниковым покровом толщиной от нескольких сотен метров до 4,5 км, и лишь 2,5 млн км² расположены в пределах так называемого открытого шельфа, т.е. наружной части материковой окраины Антарктиды, занятой акваториями с изменчивым (сезонным) покровом дрейфующих морских льдов [Antarctic ..., 1983].

Ледяная поверхность Антарктиды по сравнению с другими континентами имеет необычайно высокое среднее гипсометрическое положение (в основном выше 2000 м), однако для гораздо более расчлененного рельефа коренного ложа характерны не только возвышенности, но и обширнейшие депрессии, глубина которых часто превышает 1000 м ниже уровня моря, а в некоторых местах достигает 2000 м и более [Значко-Яворский, 1977; Antarctic ..., 1983]. Суммарная площадь этих депрессий примерно равна размерам территории, в пределах которой коренная поверхность расположена выше уровня моря. Наиболее крупные отрицательные морфоструктуры находятся в Западной Антарктиде, где они соединяют впадины морей Росса и Уэдделла; в Восточной Антарктиде обширные депрессии коренного ложа локализованы в секторе между 90 и 150° в.д. Предполагается, что определенная роль в формировании отрицательных морфоструктур (особенно восточноантарктических) принадлежала воздействию на земную кору ледниковой нагрузки, в отсутствие которой произошло бы дифференцированное гляциоизостатическое воздымание континента и соотношение площадей поднятий и депрессий коренного ложа (относительно уровня моря) резко изменилось бы в пользу первых — приблизительно до 3:1.

Положительные формы коренного рельефа занимают наиболее обширные площади в Восточной Антарктиде (Трансантарктические горы, прибрежные горы и возвышенные равнины в секторе между 15° з.д. и 90° в.д., подледные горы Гамбурцева и др.). В Западной Антарктиде горные хребты и массивы (Антарктический полуостров, п-ов Терстон, Земля Мэри Бэрд, горы Элсуэрт) изолированы друг от друга депрессиями, значительно превосходящими их по площади. Средний уровень вершинных поверхностей коренного ложа материка редко превышает 2000 м, но некоторые вершины достигают 4000—5000 м над уровнем моря.

В тектонической структуре Антарктиды отчетливо обособляются три провинции. Относительно стабильная древняя Антарктическая платформа занимает главным образом восточную часть материка; подвижная (эпигеосинклинальная) горно-складчатая область тихоокеанской окраины Западной Антарктиды входит в Тихоокеанский пояс [Craddock, 1970, 1972, 1982; Tectonic ..., 1978; Explanatory ..., 1982; Grikurov, 1982; Elliot, 1975; Thomson et al., 1983]. Между ними расположена область, сформированная процессами эпиплатформенного тектогенеза и состоящая из нескольких разновозрастных складчатых систем и разделяющих их молодых плит.

АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА

Комплексы фундамента Антарктической платформы образуют несколько массивов коренного ложа, частично обнаженных и изученных главным образом на Землях Королевы Мод, Эндерби и Мак-Робертсона.

Обширные области на Землях Эндерби и Мак-Робертсона подстилаются раннеархейскими глубокометаморфизованными комплексами эндербитов, чарнокитов, пироксен-плаггиоклазовых сланцев. Формирование по крайней мере неко-

торых из этих разновидностей, относящихся к наиболее высокотемпературной ступени гранулитовой фации, происходило за счет предшествовавших им сиалических комплексов с возрастом 4—3,5 млрд лет, что подтверждено изотопными датировками [Ravich, Kamenev, 1975; Ravich, 1982; Black, James, 1983; Ravich et al., 1984; Sheraton, Collerson, 1984].

Крупные блоки кристаллического фундамента, в особенности на Земле Королевы Мод, сложены полиметаморфическими комплексами, характеризующимися тесным переплетением ассоциаций гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций и сформированными, видимо, за счет регрессивного преобразования раннеархейских пород, предположительно около 3 млрд лет назад [Равич, Соловьев, 1966; Grikuov, 1982].

Во всех надледных массивах кристаллического фундамента присутствуют продукты интенсивной ультраметаморфической гранитизации и мигматизации (в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации), представленные преимущественно разнообразными плагиогнейсами, мигматитами и теньевыми гранитами. Изотопные датировки этих пород указывают на их формирование в основном в конце архея, в интервале 3000—2500 млн лет, главным образом за счет продолжавшегося преобразования более древних комплексов гранитно-метаморфической коры [Ravich, 1982].

Складчатые внутрикратонные комплексы наиболее полно представлены в массивах гор Принс-Чарльз и хр. Шеклтона, где зафиксированы мощные супракrustальные серии, интенсивно смятые и метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций высокого давления. В их пределах на породах кристаллического цоколя несогласно залегают метабазиты, джеспилиты, кварцевые, карбонатные и другие сланцы, часто переходящие в результате зонального и/или наложенного метаморфизма в более высокотемпературные железистые кварциты, амфиболиты, амфиболитовые и глиноземистые сланцы. Изотопные датировки, а также состав, структурные особенности и стратиграфическое положение пород этих метаосадочных вулканических комплексов свидетельствуют, что их накопление происходило в раннем протерозое (возможно, даже в верхах архея); возраст главного события деформации и метаморфизма около 2000—1700 млн лет, возраст последующей переработки около 1 млрд лет. Вышележащая часть разреза сложена метаосадочными толщами позднедокембрийского возраста (800—600 млн лет), представляющими собой переходный комплекс между складчатым фундаментом кратона и чехлом, а также изменчивыми по латерали слабдеформированными платформенными формациями [Ravich et al., 1984].

Из интрузий в фундаменте платформы наиболее многочисленны тела разнообразных гранитоидов, встречающиеся во всех вышеупомянутых комплексах фундамента и связанные как с заключительными стадиями позднеархейской кратонизации кристаллического цоколя, так и с неоднократными последующими его активизациями, из которых наиболее интенсивная относится к рубежу докембрия и палеозоя. Порфиробластические граносиениты (чарнокиты) и анортозиты локализованы исключительно в архейских комплексах гранулитовой фации и, возможно, образуют единую интрузивную формацию, становление которой происходило вслед за метаморфизмом гранулитовой фации. Многочисленные тела метабазитов отнесены к протерозою условно [Равич, Соловьев, 1966; Ravich, Kamenev, 1975].

ЧЕХОЛ

По сравнению с фундаментом платформенный чехол обнажается гораздо реже. Полный разрез чехла неизвестен. Частично изучены лишь некоторые комплексы разного возраста (в разрозненных выходах).

Наиболее древний, дорифейский, комплекс в западной части Земли Королевы

Мод (плато Ричер) представлен субгоризонтальными толщами осадочных и вулканогенных пород общей мощностью около 2000 м, которые прорваны субвулканическими пластовыми интрузиями основного состава с возрастом 1700 млн лет [Wolmarans, Kent, 1982]. Здесь же известны более молодые (850 млн лет) недислоцированные осадочно-вулканогенные формации, относимые к рифейскому комплексу платформенного чехла (около 850 млн лет, по изотопным данным). Представители последнего встречены также на побережье моря Уэдделла — кислые лавы с возрастом 1050—850 млн лет; в хр. Шеклтоне — кварц-карбонатные осадочные толщи с остатками рифейских строматолитов и микрофитолитов и в горах Тил, где кластические осадочные отложения чередуются с горизонтами кислых вулканитов и слоями строматолитовых известняков. К фанерозойскому комплексу чехла принадлежат разрезы угленосных пермских толщ мощностью до 500—600 м и покровы юрских базальтов мощностью 300—400 м; в некоторых разрезах (горы Крауль) мощность послепермских толщ превышает 2000 м, а их возрастной диапазон составляет 240—100 млн лет. На остальной территории платформы докембрийские комплексы чехла неизвестны, хотя их присутствие вполне возможно в пределах возвышенных равнин коренного ложа, условно показанных на карте как области распространения нерасчлененных докембрийских складчатых комплексов. Надледные выходы фанерозойского чехла представлены только пермской угленосной формацией мощностью свыше 1000 м в западном борту ледника Ламберта.

Самые молодые (позднемезозойско-кайнозойские) комплексы чехла на дневной поверхности не обнажены; обширные области их предполагаемого распространения связаны с многочисленными седиментационными бассейнами, подстилающими восточно-антарктическую континентальную окраину и подледные депрессии коренного ложа, где, по геофизическим данным, намечается слой малоплотных и преимущественно немагнитных осадков.

Из интрузивных формаций, непосредственно связанных с образованием чехла, наиболее типичны продукты трапповых магматических эпизодов, главные этапы внедрения которых датируются рубежами 1700, 1000 и 170 млн лет [Grikurov, 1982].

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Горные сооружения тихоокеанской окраины Восточной Антарктики, так же как и горы Западной Антарктики, представляют собой крупные складчатые системы различного возраста и происхождения. Их внутренняя структура довольно сложна и пока что не настолько изучена, чтобы можно было дать их четкое тектоническое определение. Поэтому для самых недоступных и/или наименее изученных областей гор Элсуэрт и побережья моря Амундсена, включая о. Терстон и Землю Мэри Бэрд, возможно лишь общее тектоническое описание. Тем не менее по ряду тектонических признаков, характерных для Трансантарктических гор и области Антарктического полуострова на всем протяжении этих обширных горных цепей, можно выделить две крупнейшие антарктические складчатые системы — перикратонную и эпигеосинклиналичную соответственно.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ТРАНСАНТАРКТИЧЕСКИХ ГОР

Эта система, называемая также Росским складчатым поясом, проходит вдоль крутого восточного уступа Трансантарктических гор со стороны шельфа моря Росса и далее прослеживается до гор Пенсакола. Она, очевидно, граничит с тихоокеанским обрамлением древней Антарктической платформы и предположительно частично скрывается под чехлом в восточной части Трансантарктической цепи (см. ниже). Сюда относят и супракрустальную метаморфическую толщу хр. Шеклтон, которая, возможно, является внутриплатформенным ответвлением этой системы.

В системе Трансантарктических гор выделяются следующие литоструктурные единицы: переработанные выступы раннедокембрийского (?) кристаллического основания; линейно-складчатый позднедокембрийский комплекс преимущественно миогеосинклинального характера: прерывисто-складчатый раннепалеозойский молассовый комплекс; интрузивные формации, связанные со складчатыми деформациями, посткинematическим поднятием и с последующим становлением платформы [Elliot, 1975; Grikušov, 1982].

Выступы кристаллического основания сложены комплексами относительно высокой ступени метаморфизма с исходным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации низкого—среднего давления и последующим наложением еще нескольких фаз тектонизации и сопутствующих регрессивных преобразований. Переработка пород на рубеже около 500 млн лет, вызванная орогеническим росским событием, отражена в преобладающем большинстве изотопных датировок, и лишь единичные значения возрастов на уровне 2 млрд лет и выше указывают на присутствие реликтов древнего субстрата.

Позднедокембрийскому складчатому комплексу свойственны, как правило, метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации и преобладание аркозовых и кварцевых песчаников и различных сланцев; им подчинены кремнистые, псефитовые и карбонатные отложения; изредка встречаются практически неметаморфизованные породы. Отдельные горизонты зеленокаменных пород были преобразованы, вероятно, за счет основных вулканитов. Позднерифейский (?) возраст этих мощных толщ определяется по прорыванию их вендскими и кембро-ордовикскими интрузиями, а также по явно выраженному структурному несогласию, отделяющему метаосадки от перекрывающих их кембрийских моласс. Раннекембрийские молассовые комплексы отличаются крайне изменчивыми по латерали мощностью, составом и интенсивностью складчатых деформаций. Иногда встречаются многокилометровые существенно карбонатные разрезы, но чаще наблюдается неравномерно-линзовидное чередование карбонатных, терригенных, в том числе грубообломочных, и вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Последние наиболее часты в верхах разреза, где наблюдается четко выраженный переход к регрессивным и субконтинентальным фациям, датировемым примерно границей кембрия и ордовика или даже низами ордовика.

Выделяют по крайней мере три складчатые интрузивные формации. Батолитоподобные массивы гнейсовых гранодиоритов, субконформные основной складчатой структуре в позднедокембрийском комплексе, были образованы, по-видимому, в значительной степени за счет инфраструктурной ремобилизации раннедокембрийского (?) кристаллического фундамента, возможно, в результате его частичного анатексиса. Немногочисленные изотопные данные по этим породам на уровне 630—600 млн лет указывают на возможный вендский возраст этого события (Бирдморская складчатость). В средне-позднедокембрийское время (540—510 млн лет назад) в связи с главной фазой орогенного воздымания (Росская складчатость) произошло дополнительное разрастание инфраструктурных поднятий за счет внедрения в них крупных массивов габбро-монзонит-гранитной формации и сопутствующих им более мелких тел. Резко дискордантные массивы гранит-пегматитового состава, обычно срезающие предшествующие им интрузивные формации и/или выступы фундамента, дают изотопный возраст 480 млн лет и, возможно, представляют собой новейшие посткинematические интрузии. Складчатые комплексы самой северной части Трансантарктических гор интродуцированы средне-позднепалеозойскими гранитами.

Многочисленные интрузии долеритовых силлов и даек имели место во время юрской вспышки траппового магматизма. Крупный стратиформный массив в горах Пенсакола (интрузия Дюфек), вероятно, тоже связан с этим магматическим эпизодом, увенчавшим формирование платформенного чехла.

В складчатой системе Антарктического полуострова и прилегающих островов существование догеосинклинального основания, а также возрастной диапазон и условия формирования собственно геосинклинального комплекса точно не установлены [Grikurov, 1982; Dalziel, 1983; Thomson et al., 1983].

В центральных и южных частях Антарктического полуострова залегают крупные поля разнообразных по составу ортогнейсов высокой ступени метаморфизма. Судя по результатам полевых наблюдений и изотопным данным (около 200—100 млн лет), эти породы представляют собой, скорее, эквиваленты синкинематических интрузий с линейной текстурой, чем действительные выступы комплексов фундамента. Тем не менее некоторые ортогнейсы, возможно, произошли непосредственно от более древней (докембрийской?) сиалической основы, которая могла также служить и источником формирования мезозойских тектонических пород [Pankhurst, 1982]. В любом случае логично было бы связывать образование ортогнейсовых комплексов главным образом с инфраструктурной переработкой догеосинклинальной континентальной коры, которая предположительно подстилала большую часть Антарктического полуострова еще до того, как здесь вступил в силу режим активных окраин тихоокеанского типа. Однако полученных изотопных данных пока недостаточно для доказательства существования на Антарктическом полуострове древнего сиалического кристаллического ядра, а условное сопоставление этой гипотетической структурной единицы с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом (как показано на карте) остается чисто теоретическим.

Супракрустальные складчатые комплексы различны по составу и степени метаморфизма. На южных Оркнейских и Южных Шетландских островах, а также вдоль восточного побережья Антарктического полуострова рассеяны преимущественно парасланцевые толщи неизвестной мощности, метаморфизованные до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации высокого давления. Местами они согласно (?) перекрываются слабометаморфизованными и/или практически не переработанными отложениями. Непосредственные данные по возрасту этих метаморфических комплексов отсутствуют; имеющиеся изотопные данные указывают на то, что эти комплексы были в значительной степени затронуты мезозойскими тектонотермальными событиями 200—170 и 100—75 млн лет, а их материал, возможно, имеет в основе своей палеозойский возраст или даже относится к самым верхам докембрия [Pankhurst, 1982].

Парасланцы Антарктического полуострова условно сопоставляются с супракрустальными россскими комплексами складчатой системы Трансантарктических гор и, следовательно, показаны на карте как отдельный, предположительно нижне-среднепалеозойский складчатый комплекс, переработанный мезозойскими орогеническими событиями. В равной степени возможно и то, что рассматриваемый здесь комплекс был первоначально образован за счет гораздо более молодых пород, слагающих позднепалеозойско-раннемезозойскую геосинклинальную толщу, которая подверглась дифференцированной деформации и связанному с ней зональному метаморфизму в мезозойское время.

Основной геосинклинальный комплекс представлен многокилометровыми линейно-складчатыми толщами преимущественно сланцево-(мета) граувакковых пород, часто с подчиненными вулканитами от основного до кислого состава и кремнисто-вулканогенными отложениями. Местами встречаются ассоциации метаморфизма высокого давления ("голубые сланцы"), предполагающие обстановку коллизионной окраины. В некоторых осадках присутствуют каменноугольные миоспоры, а также обломочные породы, для которых получены позднепалеозойские цифры радиометрического возраста. Все это говорит об относительно более древнем возрасте отложений, что, однако, не исключает возможности

переработки палеозойского материала в раннемезозойское время. С другой стороны, благодаря находкам макроокаменелостей, подтверждается и ранне-мезозойский (вплоть до среднеюрского) возраст некоторых геосинклинальных толщ.

Основной период накопления толщи геосинклинальных пород приходится, вероятно, на раннемезозойское время, хотя местами породы захватывают и верхи палеозоя. В равной степени возможно и то, что в составе геосинклинальной призмы присутствуют два разновозрастных складчатых комплекса — средне-верхнепалеозойский (?) и нижнемезозойский, которые, однако, остаются неразделенными вследствие структурной интеграции во время мезозойской складчатости. Геологические свидетельства и многочисленные радиометрические данные указывают на раннемезозойское тектоно-термальное событие, вызвавшее общую деформацию пород геосинклинального комплекса и более древних образований (от верхов триаса до средней юры включительно). Основываясь на этих данных, можно также предположить, что в пределах указанного интервала времени это событие проявилось асинхронно как в продольном, так, вероятно, и в поперечном сечении Антарктического полуострова.

Позднемезозойский складчатый комплекс известен лишь на крайнем юго-востоке Антарктического полуострова, где он сложен мощными толщами мелководных обломочных и вулканогенных осадков средне-верхнеюрского возраста со следами ископаемых; на суше они переходят в преимущественно наземные вулканы среднего и кислого состава. Эти толщи были интенсивно смяты непосредственно перед внедрением меловых (100 ± 15 млн лет) гранитных плутонов и, возможно, представляют собой деформированное выполнение краевого прогиба с изменяющимся по латерали — в направлении моря Уэддела — разрезом (от континентальных молас до морских фаций задугового бассейна).

На всей остальной площади полуострова верхнемезозойские отложения практически не затронуты деформацией и отделены четко выраженным несогласием от нижнемезозойского геосинклинального комплекса и других сильносмятых в супра- и инфраструктурных условиях толщ. Наклон слоев местами довольно крутой; открытые складки наблюдаются лишь вблизи крупных разрывов. Наиболее часто встречаются моласовые серии позднеюрского-мелового возраста различной мощности (до 3000 м) и смешанные континентально-вулканические толщи с преобладанием базальт-андезит-дацитовых (риолитовых) лав и их пирокластических эквивалентов. Такие преимущественно вулканогенные серии часто подстилаются грубообломочными мелководными и континентальными отложениями, переходящими по латерали (обычно в направлении моря Уэдделла) в обломочные серии, состоящие в основном из вулканогенных мелководных и субконтинентальных осадков с пирокластическим материалом в основании. Эти отложения достигают максимальной мощности (возможно, до 5000 м) на шельфе у восточного побережья Антарктического полуострова и Южных Оркнейских островов, где они представлены прибрежными фациями открытого моря (задугового бассейна?) со стратиграфическим диапазоном от нижнего мела до верхнего палеоцена. В районе западного побережья накопление преимущественно вулканогенных молас продолжалось и в раннем кайнозое (например, в центральной части о. Александер).

Очевидно, что развитие Андского складчатого пояса в мезозое и кайнозое проходило на фоне почти непрерывного мощного магматизма, обусловившего не только накопление существенного количества вулканического материала в вышеописанных комплексах, но и внедрение многочисленных интрузий. Последние по времени и способу внедрения разделяются на три основные группы.

Нижне-среднеюрские (около 185—150 млн лет) граниты часто сильно рассланцованы и тесно связаны с инфракрупными ортогнейсами; их образование непосредственно соотносится с главным этапом деформации — раннемезозойской складчатостью. Наиболее часто встречаются плутоны мелового возраста

(100±15 млн лет), сложенные габбро-гранитами. Эти плутоны практически не затронуты деформацией и широко распространены не только в доверхнеюрских складчатых комплексах и гранитоидах, но и в верхнемезозойских, преимущественно недеформированных молассах. Таким образом, их можно считать (возможно, за исключением юго-восточной части Антарктического полуострова) посткинematическими интрузиями, связанными с повторным интенсивным воздыманием эпигеосинклинальной магматической дуги.

Изотопный возраст кайнозойских интрузий, существенно диорит-гранодиоритового состава, уменьшается в направлении с юга на север; какого-либо ощутимого пика возраста в пределах кайнозоя не наблюдается. Несмотря на очевидную приуроченность исключительно к позднекайнозойской (?) зоне растяжения (которая отделяет Антарктический полуостров от островов со стороны Тихого океана) и незначительные размеры, большинство этих тел представляют собой глубинные плутоны, внедрившиеся в условиях активной окраины до начала режима растяжения и связанного с ним рифтинга. Однако некоторые интрузии имеют явно субвулканическую природу и, возможно, представляют собой гипабиссальные магматические тела.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ МЭРИ БЭРД

На Земле Мэри Бэрд и о. Терстон выделение складчатых зон основано на предполагаемом возрасте главных орогенических событий, вызвавших их консолидацию. Они разделяются зоной развития высокометаморфизованных пород, расположенной около 150° з.д. (горы Фосдик). Предположительно эти породы сопоставляются с раннедокембрийским кристаллическим фундаментом, вероятно сопоставимым ядро мезозойской инфраструктуры.

В районе к востоку от гор Фосдик основные структурные элементы сходны, по данным Б.Г. Лопатина и М.М. Полякова [1976], с таковыми Антарктического полуострова (Андский складчатый пояс). Выступы ортогнейсов, представляющие собой, вероятно, переработанный догеосинклинальный фундамент, отвечают не только мезозойскому, но и среднепалеозойскому (470—420 млн лет) радиометрическому возрасту, что предполагает частичное "омоложение" древнего (раннедокембрийского?) материала. Геосинклинальный комплекс включает (по крайней мере, на Береге Руперта) верхнедевонские-нижнекаменноугольные (?) осадочно-вулканогенные толщи [Grindley, Mildenhall, 1981], дислоцированные скорее всего около 350—300 млн лет назад. Остается неясным, завершило ли в действительности это предполагаемое средне-позднемезозойское орогеническое событие развитие геосинклинали, или же оно привело лишь к образованию в пределах геосинклинальной области частично консолидированного ядра (или нескольких ядер), вокруг которого геосинклинальное осадконакопление продолжалось в конце палеозоя и раннем мезозое и прекратилось только в связи с тихоокеанской-гондванской и/или андской складчатостью. В любом случае очевидно, что режим активной окраины господствовал на протяжении большей части мезозоя, что подтверждается обилием плутонических и вулканических пород с изотопными возрастaми, сгруппированными в интервалах около 200 и 130—100 млн лет.

Структуры западной части Земли Мэри Бэрд сходны с комплексами Трансантарктических гор на крайнем севере; мощные, преимущественно миогеосинклинальные толщи были здесь интенсивно смяты примерно на рубеже раннего и среднего палеозоя; за деформацией последовало внедрение сначала среднепалеозойских гранитов (около 350 млн лет), а затем гораздо более поздней меловой (110—90 млн лет) гранитоидной серии. Несколько повышенная щелочность мезозойских интрузий и явное отсутствие одновременных вулканических пород позволяют предположить, что эта зона находилась в тылу активной окраины, очерчиваемой раннемезозойской складчатой зоной в центральной и восточной частях Земли Мэри Бэрд.

Тектоническая природа орографического поднятия коренного ложа в центральной части Западной Антарктиды (между впадинами морей Уэддела и Росса) остается в значительной степени невыясненной. Эта область показана на карте состоящей преимущественно из палеозойского (Биконского) платформенного чехла, затронутого раннемезозойской складчатостью. На юге гор Элсуэрт также установлен добиконский фундамент, сопоставимый с докембрийскими-раннепалеозойскими (росскими) складчатыми комплексами Трансантарктических гор.

Однако, согласно новейшим данным [Webers, Sporli, 1983], оказалось, что вулканокластическая-карбонатная толща, представляющая собой, как считалось ранее, основу разреза позднекембрийского возраста, относится в действительности к очень мощному (более 8000 м) средне-верхнекембрийскому складчатому комплексу, подстилающему большую часть территории на юге гор Элсуэрт. Для этого комплекса характерно переслаивание вулканокластических, карбонатных, смешанных карбонатно-терригенно-вулканогенных формаций, определяющих эту часть разреза как молассовый комплекс, накопление которого, возможно, происходило в трое рифтогенной природы.

На всей остальной территории гор Элсуэрт и отдельных выходов по соседству с ними преобладают мелководные, преимущественно кварцевые обломочные серии мощностью до 2000—3000 м; местами встречаются толщи более молодых конгломератов (диамиктитов), достигающие мощности 1000 м. Последние, в свою очередь, перекрыты пермскими угленосными осадками мощностью более 1300 м. Несмотря на довольно большую мощность, высокую степень структурных нарушений (особенно в изоклинально деформированных кварцитовых формациях) и явное структурное согласие с кембрийскими молассами, эта часть разреза условно сопоставляется с девонско-пермскими (Биконскими) платформенными толщами (см. ниже). Считается, что последние в пределах гор Элсуэрт были затронуты раннемезозойской пронизывающей деформацией, обусловившей структурную интеграцию всех лито-стратиграфических единиц, известных в этом районе. Это орогеническое событие, очевидно, сопровождалось внедрением гранитных интрузий в юрское время (190—160 млн лет).

Приведенные выше данные позволяют интерпретировать структурную зону гор Элсуэрт как палеозойский авлакоген в пределах докембрийской континентальной области; метаморфические породы этой зоны с возрастом по крайней мере 1 млрд лет обнажаются, видимо, в районе нунатака Гааг. Эпизоды деформации в седиментационном трое такого типа проходили, вероятно, более или менее одновременно с основными фазами складчатости в прилегающих подвижных поясах на рубежах раннего и среднего палеозоя, среднего и позднего палеозоя и триаса и юры; однако первые два события остаются пока нерасшифрованными вследствие недостатка информации. По той же причине не представляется возможным в настоящее время подтвердить должным образом девонский возраст, приписываемый практически всем обломочным толщам в рассматриваемом районе. Такое определение возраста может оказаться неверным ввиду сложной структуры этих пород, которая позволяет сделать предположение об их более древнем возрасте (кембрий-ордовик или даже, возможно, поздний докембрий) и, следовательно, более долгой и сложной эволюции всей складчатой системы гор Элсуэрт.

МОЛОДЫЕ ПЛИТЫ

Трансантарктические горы перекрыты недислоцированным платформенным чехлом, известным под названием группы (супергруппы, комплекса, серии) Бикон [Craddock, 1970, 1972; Elliot, 1975; Grikurov, 1982]. Чехол залегает на пенепленизированной поверхности росского (докембрийского или раннепалеозойского) складчатого основания вдоль западной границы складчатого пояса Росс и далее

простирается, очевидно, под ледяным щитом в Восточно-Антарктическую платформенную область. Выходы основания чехла Бикон в Трансантарктических горах определяют границы довольно обширной области среднепалеозойских-нижне-мезозойских платформенных отложений. Это единственная в Антарктиде область, которую можно уверенно отнести к молодым плитам на основе прямых геологических наблюдений.

Мощность девонских мелководных и субконтинентальных песчаников с подчиненными грубообломочными отложениями в основании разреза группы Бикон превышает местами 1000 м. В других местах они выклиниваются, и складчатый фундамент перекрывается непосредственно позднекаменноугольными (?) ледниковыми флювиогляциальными и послеледниковыми отложениями мощностью, как правило, до нескольких сотен метров. Следующая формация, типичная для группы Бикон, представлена пермско-триасовыми толщами, разрезы которых имеют ритмичное строение, а отдельные пласты достигают мощности 2—3 и даже 7 м. Разрез группы Бикон венчают юрские (180—160 млн лет) толеитовые лавы мощностью до 2000 м, иногда с вулканокластическими горизонтами.

Другие зоны, подстилаемые фанерозойским платформенным чехлом, могут быть установлены лишь с помощью геофизических методов, так как они полностью скрыты под постоянным ледяным щитом или окраинными морями. Все эти плиты совпадают с обширными депрессиями коренного ложа и/или континентальными шельфами и представляют собой осадочные бассейны, находящиеся в стадии активного погружения; на это указывают не только отрицательный рельеф коренного ложа, но и отчетливо выраженные депрессии на поверхности кристаллических пород, которая часто обнаруживается на глубине 10—15 км ниже уровня моря.

Этот испытывавший рифтинг и погружение кристаллический слой составляет фундамент осадочных бассейнов, выполненных "молодыми" (в основном мезозойско-кайнозойскими) платформенными породами. Природа такого фундамента различна в разных провинциях. В области Восточно-Антарктической платформы он, вероятно, сложен главным образом раннедокембрийскими комплексами высокой ступени метаморфизма. Фундамент обширнейших перикратонных впадин морей Уэддела и Росса является, очевидно, более разнородным и включает также рифейские (?)—нижнепалеозойские слабометаморфизованные супракрустальные серии, отражающие переходные тектонические условия (авлакогены, миогеосинклинали и т. д.). К фундаменту, возникшему до начала образования осадочных бассейнов ("доплитный" фундамент), могут принадлежать и более молодые породы в морях Беллинггаузена и Амундсена, связанные с образованием поздне-палеозойской-мезозойской тихоокеанской окраины.

Выполнение впадин ("молодой" платформенный чехол) также сильно варьирует как по составу, так и по мощности. По малочисленным геофизическим данным, во впадинах Восточной Антарктиды слабоуплотненные осадки умеренной (5—8 км) мощности предположительно верхнемезозойского-кайнозойского возраста перекрывают непосредственно древний фундамент.

В перикратонных впадинах Западной Антарктиды мощность осадочного слоя гораздо больше (местами превышает 15 км) и включает по крайней мере две структурные единицы.

Верхний комплекс (мощностью до 5—6 км) предположительно относят к верхнему мезозою-кайнозою. Для его пород характерны отсутствие намагниченности и низкая до средней скорость сейсмических волн, связанная с обилием слаболитифицированных и/или рыхлых осадков. Комплекс подразделяется на две группы: верхнекайнозойских, преимущественно ледниковых пород и верхнемезозойских (?)—нижнекайнозойских мелководных отложений.

Мощность нижнего комплекса — 7—8 км. Он характеризуется дискретным распределением магнитных масс и более высокими сейсмическими скоростями.

Считается, что этот комплекс соответствует сильноконсолидированным породам группы Бикон и/или их стратиграфическим эквивалентам, отложение которых проходило в прогибах кристаллического основания типа грабена. Таким образом, этот комплекс представляет собой переходный структурный элемент от "доплитного" фундамента к зрелому платформенному чехлу, выраженному верхним осадочным комплексом.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Приведенные выше данные свидетельствуют об энциалическом развитии большей части антарктической суши, образовавшейся непосредственно за счет древней континентальной коры.

В Восточной Антарктике сиалическая кора сформировалась к концу архея. Остается неясным, однако, распространилась ли она одновременно по всей этой обширной области или же развивалась постепенно из разрозненных протолитов в ходе их постоянного роста за счет мантии. В любом случае пик тектоно-термальной активности и связанных с ним событий деформации и метаморфизма, обусловивших образование большей части кристаллической инфраструктуры высокой ступени метаморфизма, приходится приблизительно на период от 3 до 2,5 млрд лет, а в верхах архея и/или раннем протерозое, вероятно, произошло дополнительное разрастание сиалического фундамента за счет консолидации супраструктурных (супракрустальных) внутриплатформенных толщ.

Для тектонического развития территории Западной Антарктиды (возможно, за исключением лишь узкой полоски вдоль тихоокеанской активной окраины) в верхах докембрия и фанерозое также характерна, скорее, переработка коры, чем ее разрастание. В этой части континента, вероятно, существовал и более древний (раннедокембрийский?) сиалический фундамент, однако для окончательного принятия этой гипотезы пока недостаточно данных.

Другой характерной чертой Антарктиды является обилие обширных рифтовых зон, пересекающих континент и его окраины и обусловивших образование крупных прогибов коры (осадочные бассейны, или молодые плиты) как в пределах самого континента, так и под морями Антарктики. Необычайно интенсивный рифтинг коры в области Южного полюса свидетельствует о продолжающейся до сих пор деструкции Антарктического континента и его постепенной ассимиляции океаном. Этот процесс, очевидно, связан с расколом Гондваны и является его отголоском. Огромное количество относительно молодых (позднемезозойских—кайнозойских) рифтовых зон в Антарктиде, четко выраженных в рельефе коренного ложа, может быть в определенной степени связано с оледенением континента, которое могло повлиять на структуру коры (за счет перегрузки, теплового экрана, экзогенного ледникового выпаживания и т. д.). Следы некоторых крупных рифтовых зон, однако, можно обнаружить в палеозое и даже позднем докембрии. Этот факт позволяет предположить, что деструкция антарктической континентальной коры была в некоторой степени предопределена уже на ранних стадиях развития, будучи, очевидно, обусловленной древним возрастом консолидации очень большой сиалической массы.

ЛИТЕРАТУРА

- Значко-Яворский Г.А. Рельеф Антарктиды // Антарктика: Докл. Комис. М.: Наука, 1977. Вып. 16. С. 45—63.
- Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология и петрология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса. М.: Наука, 1976. 175 с.
- Равич М.Г., Соловьев Д.С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод. Л.: Недра, 1966. 290 с.
- Antarctic glaciological and geophysical folio / Ed. D.L. Drewry. Cambridge: Scott Polar Res. Inst., 1983. 100 p.
- Black L.P., James P.R. Geological history of the Archaean Napier Complex of Enderby Land // An-

tartic Earth science / Ed. R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago. Canberra: Austral. Acad. Sci., 1983. P. 11—15.

Craddock C. Tectonic map of Antarctica // Geologic maps of Antarctica / Ed. V.C. Bushnell, C. Craddock. N.Y.: Amer. Geogr. Soc., 1970. (Antarct. Map Folio Ser.; Folio 12, Pl. XXI).

Craddock C. Antarctic tectonics // Antarctic geology and geoscience / Ed. R.J. Adie. Oslo: Universitetsforlag, 1972. P. 449—455.

Craddock C. Antarctica and Gondwanaland // Antarctic geoscience / Ed. C. Craddock. Madison: Univ. Wisc press, 1982. P. 3—13.

Dalziel I.W.G. The evolution of the Scotia Arc: a review // Antarctic Earth science / Ed. R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago. Canberra: Austral. Acad. Sci., 1983. P. 283—288.

Elliott D.H. Tectonic of Antarctica: A review // Amer. J. Sci. A, 1975. Vol. 275. P. 45—106.

Explanatory notes to the Tectonic map of Antarctica / Ed. G.E. Grikurov. Scale 1:10 000 000. Leningrad: Sevmorgeologia, 1982. 81 p.

Grikurov G.E. Structure of Antarctica and outline of its evolution // Antarctic geoscience / Ed. C. Craddock. Madison: Univ. Wisc. press, 1982. P. 791—804.

Grindley G.W., Mildenhall D.C. Geological background to a Devonian plant fossil discovery, Ruppert Coast, Marie Byrd Land, West Antarctica // Gondwana / Ed. M.M. Crosswell, P. Vella. Rotterdam: Balkema, 1981. Vol. 5. P. 23—30.

Pankhurst R.J. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica // J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139, pt 6. P. 701—711.

Ravich M.G. The Lower Precambrian of Antarctica // Antarctic geoscience / Ed. C. Craddock. Madison: Univ. Wisc. press, 1982. P. 421—427.

Ravich M.G., Kamenev E.N. Crystalline basement of the Antarctic Platform. N.Y.: Wiley, 1975. 582 p.

Ravich M.G., Soloviev D.S., Fedorov L.V. Geological structure of MacRobertson Land (East Antarctica). New Delhi: Amer. Publ.Co., 1984. 254 p.

Sheraton J.W., Collerson K.D. Geochemical evolution of Archaean granulite facies gneisses in the Vestfold Block and comparison with other Archaean gneiss complexes in the East Antarctic Shield // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 87, N 1. P. 51—64.

Tectonic map of Antarctica / Ed. G.E. Grikurov. Scale 1:10 000 000. Moscow: Min. Geol. USSR, 1978.

Thomson M.R.A., Pankhurst R.G., Clarkson P.D. The Antarctic Peninsula — a Late Mesozoic-Cenozoic Arc // Antarctic Earth science / Ed. R.L. Oliver, P.H. James, J.B. Jago. Canberra: Austral. Acad. Sci., 1983. P. 289—294.

Webers G.F., Sporli K.B. Paleontological and stratigraphic investigations in the Ellsworth Mountains, West Antarctica // Ibid. P. 261—264.

Wolmarans L.G., Kent L.E. Geological investigations in Western Dronning Maud Land, Antarctica: A synthesis // S. Afr. J. Antarct. Res. Suppl. 2. 1982. 93 p.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Северный Ледовитый океан отделен от Атлантического непрерывной грядой Брито-Гренландских подводных порогов. Вместе с тем его принадлежность к Атлантическому сегменту Земли подчеркнута не только единством акватории, но и непрерывностью цепи срединных хребтов, которые смыкаются на о. Исландия. По строению абиссали Северный Ледовитый океан делится на три тектонически обособленных глубоководных бассейна: Норвежско-Гренландский, Евразийский и Амеразийский. При общих описаниях две последние морфоструктуры часто объединяют в качестве суббассейнов собственно Арктического, или Полярного, бассейна.

НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАССЕЙН

Норвежско-Гренландский бассейн рассекается цепью из трех срединных хребтов и включает соответственно три пары сопряженных с ними океанических плит.

Хр. Кольбенсей (Исландский) простирается от подводного склона Исландии до поперечных к нему подводных гряд, приуроченных к разлому Ян-Майен. Пересекающая исландский приостровной шельф узкая подводная гряда соединяет хр. Кольбенсей с горным массивом миоценовых платобазальтов севера Исландии, заключенным между Западной и Восточной рифтовыми зонами с плиоцен-четвертичным вулканогенным выполнением.

Сопряженные с хр. Кольбенсей океанические плиты занимают пространство между цепью Брито-Гренландских порогов на юге и системой сходящихся к о. Ян-Майен разломов на севере. С запада границей океанических плит является гренландский континентальный склон, а на востоке — флексурно-разломная зона, следующая от западного окончания Скандинавии, вдоль края плато Воринг и далее по цепи приразломных вулканических гор Кислякова к о. Ян-Майен.

В кольбенсейской части Норвежско-Гренландского бассейна дно океана имеет сложный асимметричный рельеф. Сам хр. Кольбенсей сильно смещен к западному краю, но по сейсмичности и характерному спрединговому аномальному магнитному полю без сомнения входит в систему срединно-океанических хребтов. Его ширина достигает 120 км; гребень находится на глубине менее 1000 м и возвышается над подножием на 500—600 м. Рельеф гребневой зоны линейно-грядовой, без отчетливо выраженной осевой рифтовой долины. Гряды сложены базальтом, скальные выходы которого выступают из-под маломощного покрова преимущественно четвертичных ледниково-морских отложений. У подножья хребта мощность осадков первого океанического слоя достигает 200—250 м. Относительно линейных магнитных аномалий хр. Кольбенсей асимметричен: его западное подножие располагается между аномалиями 2 и 3, а восточное находится в зоне аномалий 4 и 5. Согласно номерам магнитных аномалий, хр. Кольбенсей должен быть сложен базальтами плиоцен-четвертичного возраста, что, однако, плохо увязывается с выходами на его исландском продолжении лав миоцена (7—16 млн лет). Это объясняют существованием между ними трансформного разлома Тьёрнес [Vogt et al., 1980].

Океаническая плита, сопряженная с западным склоном хр. Кольбенсей, представлена Гренландско-Исландским желобом (ширина 60—90 км, глубина дна 1600 м), за которым следует крутой континентальный склон Гренландии. Желобу соответствует прогиб с мощностью перекрывающих акустический фундамент кайнозойских отложений (первый океанический слой) 750—1000 м. В пределах прогиба располагаются магнитные аномалии 4 и 5. Необходимо отметить, что система линейных аномалий хр. Кольбенсей (5b, 5c и 6) прослеживается в пределах гренландского шельфа за изобату 400 м. Предполагается, что этот феномен обусловлен проградационным генезисом данной части шельфа, т.е. шельф является здесь насыпным и покоится на океаническом фундаменте [Talwani, Eldholm, 1977]. Однако такое объяснение выглядит недостаточно убедительным, так как здесь же располагаются горсты и глубокие (до 3000 м) грабены, свидетельствующие о единой системе дислокаций фундамента в береговой зоне и на шельфе и о длительном мощном осадконакоплении в грабенах.

Океаническая плита, сопряженная с восточным склоном хр. Кольбенсей, несет на себе две крупных морфоструктуры: Исландское подводное плато и Норвежскую котловину.

Исландское плато наклонено к востоку (глубины меняются от 1500 м до 2200 м), но по восточному краю ограничено подводным асейсмичным Ян-Майенским хребтом и цепью плосковерхих возвышенностей, следующих на юг до Фареро-Исландского порога. Осадочный чехол Исландского плато имеет мощность от 500 до 900 м во впадинах на восточной окраине. Скв. 348 "Гломар-Челленджера" [Initial reports ..., 1976, vol. 38], пробуренная в центральной части плато, вошла на глубине 520 м в толеитовые базальты, перекрытые верхнеолигоценовыми терригенными отложениями с прослоями галечников. Скважины на поднятиях вдоль восточного края плато не достигли базальта, но на глубине около 120 м зафиксировали угловое несогласие между горизонтально лежащими слаболитифицированными терригенными осадками среднего олигоцена—четвертичного периода и моноклинально падающей на восток толщей массивных песчанистых алевролитов и аргиллитов верхнего эоцена — нижнего олигоцена (скв. 346, 347, 349). По сейсмическим данным, вулканические породы (горизонт с $v_p=4,2$ км/с) свойственны всему Исландскому плато, однако остается вопросом, что является цоколем вулканогенной толщи. Предполагается, что земная кора под Исландским плато имеет субконтинентальное строение. Вместе с тем в центре плато установлены магнитные аномалии 6 и 7 из кольбенсейского спредингового поля, указывающие на миоценовый возраст коры [Vogt et al., 1980]. Но эти данные, в свою очередь, противоречат возрасту базальных горизонтов чехла, вскрытых в упомянутой выше скв. 348 [Тальвани, Удинцев, 1982].

Норвежская котловина характеризуется глубинами дна свыше 3500 м. В центре котловины наблюдается группа ориентированных в северо-восточном направлении низких гряд, выделяемых под названием хр. Эгир (Пинро). В западной части котловины установлена трехслойная структура коры общей мощностью 7 км, интерпретируемая следующим образом: верхний слой (1 км) — кайнозойские осадки; средний слой (2 км) — базальтовые подушечные лавы; нижний слой (4 км) — кристаллический субстрат с $v_p=6,6-8,0$ км/с [Красильщиков, 1981]. В восточной части котловины и у ее южного края мощность осадочного покрова возрастает до 2 км. На хр. Эгир скв. 337 вошла в базальты, перекрытые эоцен-среднеолигоценовыми осадками, на которых со стратиграфическим перерывом залегают ледниково-морские плиоцен-плейстоценовые отложения. Общая мощность осадочного покрова в скважине около 110 м [Initial reports..., 1976, vol. 38].

Хр. Мона начинается у о. Ян-Майен (современный вулкан с базанитовым составом излияний) и простирается на северо-восток до Гренландского разлома. Сопряженные с ним океанические плиты представлены симметрично расположенными Гренландской и Лфотенской котловинами. Хребет (ширина около 200 км,

протяженность — 600 км) возвышается над подножием на 1500 м (изобата 1000 м), но отдельные вершины достигают изобат 500 м 200 м. Он имеет симметричное строение, характерный линейно-грядовый ландшафт и отчетливо выраженную осевую рифтовую долину. По обе стороны от нее в системе линейных магнитных аномалий насчитывается 24 аномалии, причем аномалии 6—24 расположены в пределах глубоководных котловин и срезаются безаномальной зоной подножия континентальных склонов [Talwani, Eldholm, 1977]. В соответствии с номерами аномалий в составе осадочных накоплений котловин следует ожидать присутствие кайнозойских отложений от верхов палеоцена включительно. Для Лофотенской котловины имеются данные, что мощность осадков первого океанического слоя увеличивается в ней от нескольких сотен метров у подножья хр. Мона до 2 км в ее центральной части. Первый слой повсеместно подстилается вторым океаническим слоем ($v_p = 4,96-5,37$ км/с) мощностью свыше 3 км. Полная мощность коры в центре котловины оценивается в 7 км; граничная скорость продольных волн по подошве — 7,4 км/с. Эта скорость аномально низка для подошвы земной коры в океанических котловинах и, по-видимому, не соответствует поверхности М, и мощность коры, следовательно, занижена.

Хр. Книповича по морфологическим признакам более схож с приразломными поднятиями, нежели со срединными хребтами. Он представлен сравнительно неширокой полосой (75 км) пологих невысоких гряд, приуроченных к западному борту узкого сейсмоактивного желоба, следующего по диагонали между Шпицбергенским и Гренландским разломами. Эти гряды увенчаны конусами, напоминающими вулканы. По итогам региональной съемки магнитное поле здесь практически не коррелируемо. Отдельные фрагменты линейных магнитных аномалий пересекают гряды под углом около 45° и срезаются сейсмичным желобом. Вместе с тем батиметрические карты показывают, что гряды на южном конце хр. Книповича, сделав крутой поворот, переходят в гряды западного склона хр. Мона. Скв. 344, пробуренная "Гломар-Челленджером" на восточном борту желоба, вскрыла миоцен-четвертичные ледниково-морские отложения мощностью 380 м, подстилаемые долеритами и габбро-долеритами с радиометрическим возрастом 3 млн лет [Initial reports..., 1976, vol. 38].

Сопряженные с хр. Книповича океанические плиты асимметричны. Западная плита представлена Северо-Гренландской (Бореальной) котловиной. Плита к востоку от хр. Книповича имеет вид узкого треугольника, зажатого между Шпицбергенским разломом и продолжающей его флексурно-разломной зоной баренцевоморского континентального склона с одной стороны и сейсмоактивным желобом хр. Книповича — с другой. С юга эта треугольная плита открыта в Лофотенскую котловину. Опубликованные геофизические данные по этому труднодоступному району Арктики мало представительны и не раскрывают глубинного строения сопряженных с хр. Книповича океанических плит.

ЕВРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН

Евразийский бассейн заключен между шельфом морей Карского и Баренцева с одной стороны и подводным поднятием Ломоносова — с другой. Через Шпицбергенский разлом он непосредственно граничит с Норвежско-Гренландским бассейном и замкнут со стороны моря Лаптевых.

Срединно-океанический хр. Гаккеля разделяет Евразийский бассейн на две грубо симметричные части. По морфологическим и геофизическим характеристикам он относится к числу классических срединно-океанических хребтов. Начинаясь у Шпицбергенского разлома, хр. Гаккеля следует через приполюсную часть бассейна в направлении моря Лаптевых, сохраняя на протяжении 2000 км морфо-структурное единство. На 80° с.ш., приблизительно в 250 км от бровки торцово ориентированного к нему континентального склона, он выполаживается и на

глубине свыше 3000 м сходит на нет. Однако сейсмоактивная зона, приуроченная к осевой рифтовой долине, проходит далее через шельф моря Лаптевых к предгорьям Хараулаха (северные отроги Верхоянского хребта) [Аветисов, 1979].

При ширине хребта 120—200 км его гребневая зона возвышается над подножием и дном осевой рифтовой долины на 1500—2000 м и достигает изобаты в 2000 м. Характерный для хребта блоково-грядовый рельеф подчинен четко выраженной осевой рифтовой долине и пересекающим ее многочисленным мелким трансформным разломам. Рельеф хорошо согласуется с аномальным магнитным полем. Система линейных магнитных аномалий хр. Гаккеля насчитывает 24 пары осей, причем в пределах самого хребта располагается до 6 аномалий по обе стороны от осевой долины [Карасик, 1980]. У континентальных подножий и со стороны поднятия Ломоносова аномальное спрединговое поле окаймлено безаномальной зоной. В пределах хребта базальтовый цоколь перекрыт прерывистым плащом верхнекайнозойских (по номерам аномалий) водно-ледниковых отложений, мощность которых у подножия достигает 200—250 м. Драгированные на $81^{\circ}57'$ с.ш. и $118^{\circ}47'$ в.д. в зоне аномалий 1—5 базальты в кровле второго океанического слоя представлены пористой порфириной клинопироксен-оливиновой разностью.

Сопряженным с хр. Гаккеля океаническим плитам соответствуют две вытянутые котловины: Нансена (глубина до 3500 м), расположенная со стороны Евразии, и Амундсена (глубина свыше 4000 м), примыкающая к поднятию Ломоносова. Сейсмические исследования показывают, что мощность первого океанического слоя увеличивается от подножия срединного хребта к краям плит, достигая на месте краевой безаномальной зоны 4500 м и более. Здесь разрез осадочного комплекса характеризуется четырьмя сейсмическими горизонтами с v_p , км/с: 1,7; 2,2; 2,7—3,0; 4,5—5,0. Последние два локализованы в краевой зоне; предполагается, что представляющие их породы дислоцированы в мелкие линейные складки. Возраст базальной толщи отвечает, вероятно, верхам мела—палеоцену. Суммарная мощность земной коры в пределах плит оценивается в 6—8 км [Киселев, 1982].

АМЕРАЗИЙСКИЙ БАССЕЙН

Амеразийский бассейн охватывает глубоководные котловины и подводные хребты, лежащие между поднятием Ломоносова и континентальными окраинами Северной Америки и северо-востока Азии.

Котловины этого бассейна характеризуются плоским дном с глубинами 3—4 км, мощностью коры около 10 км и отсутствием (по геофизическим данным) "гранитного" слоя. Сейсмическими исследованиями в них установлены отложения мощностью от 4 (котловина Толля) до 6 км (Канадская котловина), в разрезах которых выделяются до пяти горизонтов со следующими значениями v_p (сверху вниз), км/с: 1,7—1,7; 2,0—2,2; 2,5; 3,0—3,2; 4,5—5. На основе этих скоростных характеристик, по аналогии с осадочными бассейнами прилегающих шельфов, предполагается, что в пределах Амеразийского бассейна развиты кайнозойские, мезозойские и, возможно, более древние отложения [Киселев, 1982].

Подводные поднятия Ломоносова и Менделеева-Альфа имеют сложное блоковое строение. Малоскоростные слои чехла котловин на хребтах утоняются, и в гребневой зоне наблюдаются выступы пород с $v_p = 5,0$ — $5,5$ км/с. Мощность земной коры оценивается для поднятия Ломоносова в 17—20, а для поднятия Менделеева — в 15 км. Отчетливо проявленный на поднятии Ломоносова горизонт со скоростями распространения продольных волн 6,3—6,5 км/с принимается за "гранитный" слой. Геоакустические исследования указывают на наличие в верхних слоях гребневых зон хребтов интенсивной дизъюнктивной тектоники и мелких приразломных складок в полуконсолидированных осадках. Однако при отсутствии профили-

рования методами отраженных волн вопрос о структуре всей толщи осадочных пород остается открытым.

По характеру магнитных аномалий и мелких форм рельефа на поднятиях Менделеева Альфа можно предполагать, что непосредственно под кайнозойским чехлом широко распространены вулканические покровы. В осевой зоне хр. Альфа их наличие установлено драгированием [Джексон, Джонсон, 1984]. В целом аномальное магнитное поле над котловинами и хребтами Американо-Азиатского бассейна отличается сложной неупорядоченной региональной структурой и высокой интенсивностью (1000 γ). Оно сходно с полями континентальных щитов и несравнимо с другими районами Мирового океана. Предпринятые в последнее время попытки выявить здесь системы докайнозойских спрединговых аномалий нельзя признать достаточно убедительными как для варианта с осью симметрии на поднятиях Менделеева-Альфы [Карасик, 1980], так и с осями в глубоководных котловинах [Vogt et al., 1982].

Материковые окраины Северного Ледовитого океана относятся к так называемому пассивному или атлантическому типу. В тектоническом отношении здесь выделяется подвижный пояс континентальных склонов и лежащие за ним (в сторону материка) шельфовые плиты, или ступени.

ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛОНОВ

Подвижный пояс континентальных склонов включает флексурно-разломную зону склона, которая сопряжена обычно с внешним крылом краевого (предконтинентального) прогиба океанической плиты, и зону окраинно-шельфовых поднятий, приуроченную к бровке шельфа [Погребницкий, 1984].

Флексурно-разломная зона насчитывает, как правило, несколько продольных конседиментационных ступеней, ограниченных нормальными сбросами. Из-за трудности проведения в этой части Северного Ледовитого океана сейсмического профилирования методами отраженных волн структурная геология флексурно-разломной зоны остается невыясненной. Сейсмическое зондирование указывает на наличие, как правило, большого числа наклоненных к котловине низкоскоростных преломляющих горизонтов в осадочном чехле и присутствие высокоскоростных горизонтов (5,5—6,5 км/с), отвечающих "гранитному" слою [Grantz, May, 1982; Эльдхольм и др., 1984].

Ступенчатое погружение блоков фундамента, определяющее строение континентальных склонов, подчеркнута наличием отдельных крупных полупогруженных аваншельфовых ступеней, или плато. В Норвежско-Гренландском бассейне это плато Воринг (Норвежское), в Евразийском бассейне — плато Ермак и Мориса Джесупа, в Американо-Азиатском бассейне — Чукотский купол. На сегодня наиболее изученной из этих структур является плато Воринг. Глубина дна в его пределах около 1300 м. Плато характеризуется утоненной (15—20 км) корой континентального типа и сейсмически многослойной структурой осадочного чехла, мощность которого в тыловой части плато достигает 8 км. Здесь бурением установлены полуконсолидированные кайнозойские осадки (~2 км, по сейсмическим данным); предполагается развитие мезозойских отложений (~4 км) и присутствие палеозойских пород (~2 км). Скважинами "Гломар-Челленджера" у подножья плато Воринг на глубинах 153 и 400 м под терригенными зоценовыми отложениями вскрыт "акустический" фундамент, представленный измененными базальтами. Наличие на контакте базальтовой щебенки (брекчи) с цементом из песчаного известняка указывает, что первоначально плато Воринг было отмелью и погружение произошло после излияния базальта [Initial reports..., 1976, vol. 38].

Региональными геолого-геофизическими исследованиями Американо-Азиатского бассейна был охвачен также Чукотский купол, поверхность которого находится на глубине от 100 до 273 м. По имеющимся данным, он обладает континентальной корой мощностью 15—20 км со структурой древних платформ: кристал-

личный фундамент перекрыт здесь утоненным чехлом плотных (высокоскоростных) пород и прерывистым маломощным плащом полуконсолидированных осадков. По результатам донного опробования, в пределах Чукотского купола обнаружены обломки гнейсов, а также известняки, доломиты и песчаники рифейско-палеозойского облика, что хорошо согласуется с выводами по геофизическим наблюдениям.

Зона окраинно-шельфовых поднятий развита в пределах пояса практически повсеместно. В большинстве своем она представлена погребенными горстами, ориентированными цепью вдоль бровки континентального склона. Эти горсты сложены породами складчатого фундамента и нижних горизонтов чехла прилегающих шельфовых плит [Grantz, 1982]. На границе Евразийского глубоководного бассейна и баренцево-карского шельфа окраинно-шельфовые поднятия представлены островами—сводово-блоковыми поднятиями: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля [Геологическое строение..., 1984].

Преобладающие для всего подвижного пояса континентальных склонов продольные дислокации осложнены большим числом поперечных грабенов, выраженных в рельефе дна в виде желобов, наклоненных в сторону глубоководных котловин. По возрасту эти структуры относятся к позднему кайнозой и иллюстрируют новый этап деструкции континентальных окраин Северного Ледовитого океана.

ШЕЛЬФОВЫЕ ПЛИТЫ

По совокупности геологических и геофизических данных, шельфовые плиты характеризуются утоненной корой континентального типа (около 30—35 км) и трехэтажной тектонической структурой. Верхний этаж отвечает формационному комплексу конседиментационно развивающихся мезозойско-кайнозойских прогибов. Он делится повсеместно на два этажа: синокеанический, преимущественно кайнозойский, и преокеанический — мезозойский. Средний, или промежуточный, этаж представлен реликтами платформенного чехла, образованного до заложения мезозойско-кайнозойских прогибов. При формировании последних в области раннемезозойской складчатости промежуточный этаж выклинивается. Наконец, нижний этаж включает разновозрастные складчатые комплексы и является фундаментом материковой окраины. Поверхность фундамента объединяет как складчатые образования в осадочных толщах, так и метаморфические комплексы, относящиеся к гранитогнейсовому слою земной коры.

На шельфовых плитах, расположенных по периферии Норвежско-Гренландского и Евразийского глубоководных бассейнов, фундамент представлен складчатыми системами ранних палеозойских и протерозойских, переработанных в зонах структурных швов в девонскую и пермско-триасовую эпохи диастрофизма. На неохваченных переработкой участках промежуточный этаж включает останцы рифейско-палеозойского чехла в платформенном залегании. Верхний этаж характеризуется развитием линейных прогибов, ориентированных в целом конформно краям континентов. Они сопряжены с прогибами соседних прибрежных низменностей и выполнены мощными толщами терригенных пород прибрежно-морского генезиса. Наиболее интенсивные накопления свойственны концу перми и триаса. В противовес этому, синокеанические отложения редуцированы и представлены маломощными горизонтами в осевых зонах прогибов. На границе Печорского и Баренцева морей сейсмическими исследованиями выявлена уникальная впадина, в которой разрез плитного комплекса достигает 20 км и исчезают признаки "гранитного" слоя в фундаменте [Геологическое строение..., 1984].

Шельфовым плитам обрамления Американо-Евразийского глубоководного бассейна свойственны два типа соотношений между структурными этапами. На внешней части шельфа под развивающимися прогибами погребены останцы палеозойского чехла и протерозойские фундамента Гиперборейской платформы. В тыловой части

шельфа, на границе с горными хребтами Аляски и Северо-Востока СССР, развиваются прогибы материковой окраины, наследующие краевые структуры на границе Гиперборейской платформы и мезозоид Тихоокеанского пояса. В разрезе здесь преобладают морские терригенные отложения мела и осадки кайнозойского синокеанического комплекса [Grantz, 1982].

Среди шельфовых плит особое тектоническое положение и строение имеет шельф моря Лаптевых. В целом это плоскодонный кайнозойский мелководный седиментационный бассейн, представляющий собой материковое продолжение Евразийского глубоководного бассейна. Основанием Лаптевского бассейна служит крупный блок платформенного строения с архейско-протерозойским фундаментом и рифейско-меловым чехлом, аналогичным чехлу севера Сибирской платформы. Тектонически активные зоны Евразийского глубоководного бассейна (срединная рифтовая зона и симметричная относительно нее пара предконтинентальных прогибов) продолжают в пределы Лаптевского шельфа в виде центральной цепи грабенов и двух прибортовых желобов (Таймыро-Анабарского и Приново-сибирского). В центральных грабенах, прослеживаемых, по сейсмическим и гравиметрическим данным, до зал. Буор-Хая, кора утонена до 30 км против 35 км на крыльях, а мантия разуплотнена и характеризуется пониженной скоростью продольных волн ($v_p = 7,4$ км/с). Желоба и грабены сейсмоактивны. Они заполнены преимущественно кайнозойскими песчано-глинистыми осадками мощностью 3,5—4 км; по примеру Кенгдейского грабена и других мелких грабенов на берегу в основании их разреза, можно ожидать присутствие отложений верхов мела [Погребницкий, 1984].

Глубоководные бассейны Северного Ледовитого океана совместно с прогибами арктических шельфов Евразии и Северной Америки, а также прилегающих низменностей составляют на поверхности Земли обширную Арктическую геодепрессию, обрамленную орогенным поясом из водораздельных хребтов, кражей и порогов [Погребницкий, 1976]. Эта глобального масштаба структура, зародившаяся в конце перми, характеризуется многофазной историей внутренних преобразований с двумя главными этапами: 1) пермско-меловым, доокеаническим; 2) кайнозойским, включая датский век, синокеаническим. На первом этапе, как показывают реконструкции областей сноса, в ядре геодепрессии располагались не океанические впадины со срединными хребтами, а сводовые вздутия коры, с которых осадки поступали в прогибы, расположенные на месте современных шельфов и Амеразийского бассейна [Ронкина, Вишневецкая, 1982]. В конце мела эти вздутия испытали рифтогенное обрушение, и на их месте в кайнозое сформировались океанические впадины со срединной структурой фундамента (Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны). Реконструируемая целостность Арктической геодепрессии в течение мезозоя свидетельствует, что Амеразийский бассейн, в противоположность Норвежско-Гренландскому и Евразийскому, сформировался в итоге прогрессирующего прогибания, которое началось еще в юрско-меловое время. Его обособление в качестве глубоководного бассейна произошло в кайнозое. Таким образом, относительно арктических срединных бассейнов в этой трактовке он является эпиконтинентальным переуглубленным окраинным морем. При этом поднятия Ломоносова и Менделеева-Альфа оказываются реликтовыми континентальными структурами, разделяющими древние, глубоко просевшие ядра кратона, что хорошо согласуется с физическими полями.

Другая точка зрения [Vogt et al., 1982; Джексон, Джонсон, 1984; Карасик, 1980], исключая возможность базификации континентальной литосферы, предполагает, что на месте глубоководных впадин Амеразийского бассейна существовали древние оси разрастания, отмершие в юре и мелу. При этом поднятие Ломоносова и Чукотский купол рассматриваются в качестве перемещенных микроконтинентов, а для поднятия Менделеева-Альфа предложены четыре возможных альтернативы; 1) континентальная структура; 2) бывшая ось спрединга; 3) продукт

"горячей точки"; 4) бывшая зона субдукции. Однако, как отмечалось выше, предложения по выделению в аномальном магнитном поле Американо-Северного Ледовитого океана мезозойских спрединговых последовательностей выглядят неубедительно. Идеям мезозойского раскрытия Северного Ледовитого океана в результате дрейфа литосферных плит противоречат также данные о замкнутости в это время Арктической геодепрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аветисов Г.П.* К вопросу о тектонической природе Арктического сейсмического пояса. // Тектоника Арктики. Разломы материковой отмели и океана. Л., 1979. С. 69—80.
2. *Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л.* Строение и история развития Американо-Северного бассейна // 27-й МГК. Доклады. Т. 4. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 119—127.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.
4. *Карасик А.М.* Основные особенности развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178—193.
5. *Киселев Ю.Г.* Земная кора Северного Ледовитого океана: (Особенности строения и стадии развития) // Структура земной коры Мирового океана. Л., 1982. С. 19—37.
6. *Красильщиков А.А.* Тектоника // Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л.: Недра, 1981. С. 109—184.
7. *Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. N 12. С. 3—22.
8. *Погребницкий Ю.Е.* Переходные зоны "материк-океан" в геодинамической системе Северного Ледовитого океана // 27-й МГК. Доклады. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 29—37.
9. *Ронкина З.З., Вишневецкая Т.Н.* Глаукофан в осадочных толщах западной части Советской Арктики // Сов. геология. 1982. N 7. С. 90—93.
10. *Тальвани М., Удинцев Г.Б.* Тектоника дна океана // Геология дна Мирового океана: Атлантика: Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155—182.
11. *Эльдхольм О., Майр А.М., Сундвор Е.* Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского моря // 27-й МГК. Доклады. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 37—50.
12. *Grantz A., May S.D.* Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1982. N 34. P. 77—100.
13. Initial Reports of the Deep Sea drilling Project. Wash.: Gov. Print. Off., 1976. Vol. 38. 1256 p.
14. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. Vol. 88. P. 969—999.
15. *Vogt P.R., Johnson G.L., Kristiansson L.* Morphology and magnetic anomalies north of Iceland // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 47. P. 61—66.
16. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* The Canada basin: aeromagnetic constraints on structure and evolution // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 295—336.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан лежит между континентами Африки и Европы на востоке и Южной и Северной Америки на западе. Широкий проход между южной оконечностью Африки и Антарктидой соединяет Атлантический океан с Индийским. Официальная граница между этими двумя океанами проводится именно здесь, но морфологического порога между ними нет, и срединно-океанический хребет — Африкано-Антарктическое звено срединно-океанического хребта Индийского океана — непрерывно продолжается в Атлантический океан. В районе о. Буве и банки Капитан Шписс Африкано-Антарктический хребет соединяется с Американо-Антарктической ветвью, и далее на север протягивается Срединно-Атлантический хребет. К югу от Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического хребтов лежит Антарктическая Атлантика (котловина морей Узддела и Лазарева, отделяемая от Тихого океана Антарктическим полуостровом и дугой Скотия), к северу — Южная Атлантика.

Своеобразие морфоструктурного плана и ряд других особенностей служат основанием для выделения Экваториальной Атлантики. К северу от нее лежит Северная Атлантика с примыкающими к ней двумя крупнейшими средиземными морями: Средиземным и Карибским. Географическая граница между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами проводится, как уже отмечалось, по гребню гряды Брито-Гренландских порогов с расположенной на ней Исландией. Однако возможно и другое решение: весь примыкающий к Исландии регион по особенностям морфологии целесообразно выделить в Евро-Гренландско-Канадский регион. Рубежом между Северной Атлантикой и этим регионом является зона трансокеанического разлома Чарли-Гиббса. Проход между северо-западным выступом континентального шельфа Евразии с расположенным на нем Шпицбергенем и северной окраиной субконтинента Гренландии с порогом Нансена служит морфологическим рубежом между Евро-Гренландско-Канадским регионом и Северным Ледовитым океаном (Арктическим бассейном).

СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА

СЕВЕРО-АТЛАНТИЧЕСКОЕ ЗВЕНО СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

К югу от разлома Чарли-Гиббса и до Экваториальной Атлантики протягивается Северо-Атлантическое звено Срединно-Атлантического хребта. В южной части это сводовое поднятие оконтуривается изобатой 5500 м и обладает наибольшей шириной 2000—2500 км; к северу от Азорских островов ширина его по оконтуривающей изобате 4000 м сокращается вдвое. Примечательно, что в своей южной половине хребет смещен относительно медианной линии океана к востоку. В среднем высота хребта около 2700 м. Гребень хребта лежит на глубинах порядка 2800 м, но местами поднимается выше, местами опускается ниже. Наиболее высоко он поднят в районе Азорских островов, где находится обширное Азорское плато с глубинами около 1800 м. Хребет обладает характерным грядово-желобным рельефом, расчленение которого особенно интенсивно в осевой рифтовой зоне и затухает с удалением от нее. Однако на самом краю флангов повсеместно отмечается зона интенсивных дислокаций фундамента, выраженная в рельефе интенсивным грядово-желобным расчленением.

В рифтовой зоне осевое рифтовое ущелье углублено относительно гребней рифтовых хребтов в среднем на 1500 м (от 500 до 2500 м). В некоторых частях хребта, например на Азорском плато, осевое ущелье отсутствует. К осевому ущелью приурочены современные излияния толеитовых базальтов и гидротермальная активность, проявляющаяся в образовании мощных скоплений железомарганцевых конкреций [Rona et al., 1976; Rona, 1984]. Скважина глубоководного бурения 335 в осевой зоне хребта выявила сложную стратификацию вулканогенно-осадочной толщи и неоднократную смену полярности намагничивания в слоях базальтовых лавовых потоков. Это показывает, насколько могут быть далеки от действительности представления о природе аномалий магнитного поля, положенные в основу гипотезы Вайна и Метьюза. Базальты акустического фундамента подстилаются габбро, диабазами и серпентинизированными перидотитами. Пузырчатость базальтов и переслаивание их с мелководными осадками свидетельствуют о формировании акустического фундамента в условиях малых глубин.

Осадочный чехол Северо-Атлантического хребта в южной его половине (примерно до 30° с.ш.) очень тонок (менее 100 м) не только в осевой зоне, но практически и на всем протяжении его флангов. В северной половине такие малые мощности осадков приурочены к сравнительно узкой осевой зоне и возрастают до 300—600 м на его склонах. Осадки при этом залегают преимущественно

в желобах между рифтовыми гребнями. Различия в мощностях чехла в южной и северной частях хребта могут быть объяснены различием в темпах осадко-накопления, составляющих 5 мм/1000 лет в южной и до 30 мм/1000 лет в северной части [Геофизические характеристики..., 1985; Tucholke et al., 1982].

Акустический фундамент Северо-Атлантического хребта представлен тремя слоями: 2А, 2В и 2С, из которых 2А (3,74 км/с) — вулканогенно-осадочный, 2В (5,13 км/с) — базальтово-лавовый. Для слоя 2С (6,05 км/с) можно предполагать связь с породами типа габбро. Примечательно, что мощность слоя 2А сокращается с удалением от оси хребта и он практически выклинивается на расстоянии примерно 300 км от нее (что совпадает с изохроной базальтов акустического фундамента 40 млн лет), замещаясь слоем 2В [Houtz, Ewing, 1976]. Это можно рассматривать как свидетельство локализации вулканогенно-осадочного процесса в послезоценовое время в осевой части хребта, тогда как в более раннее время хребет в целом являлся ареной излияния покровных базальтов. Осевая зона хребта в более глубоких горизонтах земной коры подстилается линзой пород со скоростями 7,3 км/с, предположительно отвечающими разуплотненной верхней мантии, тогда как фланги подстилаются корой обычного океанического типа. Аномальное строение имеет Азорское плато, где под тонким чехлом осадков близко к поверхности лежат покровные базальты со скоростями сейсмических волн порядка 6,05 км/с.

Заслуживают внимания результаты исследования распределения граничных скоростей вдоль поверхности верхней мантии под Северо-Атлантическим хребтом. По значениям этих скоростей хребет делится на две части примерно по 30° с.ш. Северная часть характеризуется нормальными и пониженными значениями, в чем сходна со всей северо-восточной частью впадины Атлантического океана и областью мезозойд Западной Европы. Южной части свойственны изменения граничных скоростей в широком диапазоне — от повышенных до нормальных, и в этом отношении она сходна с западной частью впадины Северной Атлантики и восточной частью Северной Америки. Н.Я. Кунин и С.В. Усенко [1983] высказывают предположение, что Северо-Атлантический хребет является наложенной структурой по отношению к крупным неоднородностям верхней мантии.

Северо-Атлантический хребет пересекают многочисленные разломы: Вима, 15-го градуса северной широты, Кейн, Атлантис, Хейс, Ошеанографер, Пико, Восточно-Азорский (Глория, Азоро-Гибралтарский), Курчатова, Максвелла, Фарадея, Чарли-Габбса и множество менее крупных. Большая часть разломов рассекает хребет на всю его ширину, а крупнейшие разломы являются транс-океаническими и прослеживаются на дне котловин и на окраинах окружающих океан континентов.

Вместе с тем некоторые разломы рассекают только осевую часть хребта, или только склоны без осевой зоны (разлом Пико и Азоро-Гибралтарский), или даже только один его склон, например, разломы Ресерчер и Ройял. Как правило, разломы сохраняют единое направление на обоих флангах хребта, но в некоторых случаях подходят к оси хребта под разными углами, например, ветви разлома Курчатова и большинство разломов к северу от него. Зоны разлома выражены в рельефе зияющими трещинами-желобами и приразломными хребтами. Наибольшие глубины желобов приурочены к осевой зоне хребта, между смещенными друг относительно друга звеньями рифтового ущелья. Такие смещения в пределах Северо-Атлантического хребта, как правило, незначительны, и поэтому неоправданно относить их к классу классических трансформных разломов. Вместе с тем логичным является представление о них как о зияющих трещинах продольного растяжения хребта [Ларин, Соловьева, 1979].

Ряду разломов свойственны отклонения от прямолинейного простирания (например, разломы Кейн, Азоро-Гибралтарский) и ветвление на концах (например, разлом Атлантис). Для исследованных разломов (Кейн, Ошеанографер) характерно

общее утонение коры вдвое по сравнению с обычной для океана. На дне желобов, ограниченных нормальными сбросами, обычно залегают несколько сотен метров автохтонного обломочного материала и базальтовых лав, подстилаемых непосредственно кровлей разуплотненной мантии (7,6—7,9 км/с). Приразломные хребты большей частью образованы протрузиями мантийного материала и диапирами серпентинитов [Detrick et al., 1982]. Желоба разломов изостатически не уравновешены. Глубины над приразломными хребтами оказываются значительно меньше, чем над смежными флангами хребта (например, хр. Ресерчер). Вдоль некоторых разломов располагаются не хребты, а отдельные горы, в одних случаях глыбовые, в других — вулканические. Таковы горы Западная и Восточная Туле близ разлома Чарли-Гиббса, горы Фарадея близ одноименного разлома, горы Атлантис и Плато близ разлома Ошанографер. Особо должна быть отмечена группа гор Азорских островов, вершины которых — молодые вулканы, а цоколи, вероятно, являются блоками приразломного хребта.

Азоро-Гибралтарский разлом и продолжающий его на западном фланге Северо-Атлантического хребта разлом Пико составляют один из крупнейших трансокеанских разломов Атлантики. Его западным продолжением, вероятно, служит линеймент, следующий от Адирондакского выступа вдоль южного края Канадского щита, а восточным — грабен Гибралтарского пролива и разломы северного фланга Атласа [Хаин, 1971].

Для осевой зоны Северо-Атлантического хребта в пределах 13-й аномалии характерна упорядоченно-линейная структура аномального магнитного поля. На восточном фланге южной половины хребта картина аномалий 13—34 становится скорее мозаичной, причем отрезки аномалии 34 подходят к зоне спокойного поля, как правило, под значительным углом. Интенсивность аномалий от осевой до 13-й закономерно убывает по обоим флангам хребта, но далее, вплоть до подножий хребта, интенсивность аномалий от 21-й до 33-й, совпадающих с зоной краевых дислокаций, заметно возрастает. Область Азорского плато вдоль разломов Пико и Азоро-Гибралтарского выделяется неупорядоченной структурой аномального магнитного поля. Пространственное распределение линейных аномалий Северо-Атлантического хребта, если следовать вдоль его простирания, существенно меняется: в южной половине они располагаются в целом плотнее, в северной — разреженней, что интерпретируется либо как результат раздробления плит и изменения во времени положения полюсов, их вращения и скорости движения, либо как следствие неравномерности проявления мантийного диапиризма.

На Северо-Атлантическом хребте пробурены 23 скважины. Основной рой скважин приурочен к области от разлома Хейса до Азоро-Гибралтарского. Результаты бурения свидетельствуют об увеличении возраста базальных осадков и базальтов акустического фундамента с удалением от оси хребта, хотя последовательность такого возрастания была прослежена детально лишь в осевой зоне от плейстоцена до среднего миоцена (т.е. от современного до 17 млн лет) и лишь одна скв. 10 на самом краю западного склона дала возраст акустического фундамента 80 млн лет (кампан). Примечательно, что именно это время отвечает окончанию глобального феномена среднемеловой трансгрессии и началу падения уровня океана с многочисленными короткими флюктуациями [Сейсмическая..., 1982]. Логично объяснение среднемеловой трансгрессии также глобальным феноменом извержения огромного объема лав в области срединно-океанических хребтов [Pittman, 1983], предполагаемым всеми концепциями развития океанических областей Земли. Последующее продолжительное понижение уровня океана можно объяснить погружением срединно-океанических хребтов. Действительно, бурение на Северо-Атлантическом хребте дало убедительные признаки регионального опускания его за последние 5 млн лет до 3300 м в северной его половине, до 2700 м в районе Азорского плато и до 3600 м в южной половине [Рудич, 1983].

Для понимания истории становления Северо-Атлантического хребта важно также отметить, что на нем сделаны находки экзотических пород континентального типа. Если отказаться от предвзятого отношения к находкам таких пород как к образцам материала ледового разноса, то в них следует видеть реликты переработанного в процессе рифтогенеза первичного фундамента. Таковы, например, находки пород континентального типа на горах Фарадея и на Азоро-Бискайском хребте.

ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Восточное обрамление Северной Атлантики образуют окраины Западной Африки и Европы. Окраина Западной Африки к северу от Гвинеи-Биссау представлена прогибом периферического Сенегальского бассейна. Ширина шельфа здесь всего 30—50 км, континентальный склон пологий. Мощность мезозойско-кайнозойской осадочной толщи в Сенегальском бассейне возрастает в сторону берега от 1000 до 5000 м, а под шельфом и континентальным склоном — до 8000 м. В основании континентального склона лежит погребенное поднятие доолигоценового фундамента, за которым начинается континентальное подножье. Под внешней частью его аккумулятивного тела выявляется еще одно структурное поднятие, надстроенное в районе островов Зеленого Мыса обширным покровом щелочных базальтов. Но в строении Зеленого мыса участвуют и осадочные породы верхней юры и мела, поэтому некоторые исследователи не исключают существования у них континентального цоколя.

Выступ побережья, шельфа и склона в районе между мысами Кап-Блан и Барбас отвечает выходу на край континента докембрийского массива Регибат. В основании склона находятся вулканические горы Тропик (688 м) и Сахарские (269, 1500 м). Ширина континентального подножья значительна — около 500 км, мощность слагающих его осадков — от 2000 до 700 м (сокращается в сторону океана).

К северу от мыса Барбас, на краю континента, лежит мезозойско-кайнозойский периферический бассейн Ааюн (Тарфая), мощность осадочной толщи в котором увеличивается в сторону океана от 1000 до 10000 м.

С западным продолжением Южно-Атласского разлома, отделяющего Сахарскую плиту от Атласа и выходящего к берегу близ мыса Горн (у Агадира), логично связывать группу вулканических гор Канарских островов, магматическая активность которых началась в эоцене. Их цоколем, по крайней мере на востоке, является погруженный континентальный фундамент, перекрытый осадками континентального подножия. Структурные поднятия фундамента в основании континентального склона и во внешней части континентального подножья, осложненные базальтовыми покровами, характерны для всей окраины Сахарской плиты, как и вообще для всей Западной Африки [Lehner, de Ruiter, 1977]. Этот район представляет собой флексуру, разбитую ступенчатыми сбросами. Развитие осадочных бассейнов в седиментационных ловушках и погружения начались здесь в лейасе (образование континентальных эвапоритов), продолжались в юре и были особенно интенсивными в позднем мелу. Континентальный склон и шельф при этом отступали в сторону континента, но одновременно внешний край шельфа наращивался за счет осадконакопления, частично выдвигая отступающий склон вновь в сторону океана.

Крутой континентальный склон к северу от Агадира осложнен ступенями краевого плато Мазаган на уровне 1000—2000 м и континентального подножия — на уровнях 3200 и 4100 м. Фундамент склона разбит ступенчатыми сбросами. Горсты континентального фундамента у внешних краев плато Мазаган и верхней ступени подножья и диапировые соляные структуры у внешнего края нижней ступени подножья играют роль седиментационных

барьеров, перед которыми накопились мощные (1200—1500 м) толщи послелюрских осадков. Еще более мощная (до 4000 м) толща осадков лежит на дне Марокканской котловины. Ее протыкают соляные диапиры лейаса [Initial Reports..., 1979, vol. 79]. Поверхность абиссальной равнины Сейне в Марокканской котловине лежит на глубинах около 4000 м (4387, 4425 м). На внешнем крае континентального подножья, к которому следует отнести Марокканскую котловину, располагается поднятие Мадейра с горой Сейне и раннетретичными вулканическими островами архипелага Мадейра; предполагается, что они имеют континентальный цоколь, граниты которого обнажаются в нескольких местах.

Подводное продолжение Атласа, возможно, связано с поднятиями гор Ампер, Корал Патч и Хорзшу, образующих в океане периклинальное замыкание складчатых систем Атласа и Иберийской Мезеты, как это предполагалось многими исследователями. Однако для однозначного решения этого вопроса данных еще недостаточно. Вместе с тем поднятие гор Хорзшу с вершинной поверхностью на глубинах около 2000 м и пиками Лион (560 м) и Жозеффина (171 м) и горой Торо (1586 м), вместе с поднятием Мадейра образующие поднятие Мадейра-Торо, могут быть отнесены к тому поясу краевых структурных поднятий переходной зоны Западной Африки, который протягивается сюда от поднятия цоколя островов Зеленого Мыса и продолжается севернее в краевых плато Иберийского полуострова.

В поднятии гор Хорзшу эта структура пересекается с Азоро-Гибралтарской трансокеанической зоной разлома, продолжающейся, по данным А.Ю. Юнова, к востоку в разломах Гибралтара и Гвадалквивирского прогиба.

В пределах переходной зоны Западной Африки пробурено большое число скважин, которые дают картину постепенного разрастания глубокой впадины океана за счет погружения окраины континента и отступления границы океан—континент к востоку; этот процесс начался в конце юры—начале позднего мела. Погружение континентального фундамента в пределах переходной зоны достигает 5—8 км.

К западу от переходной зоны лежат глубокие котловины Зеленого Мыса и Канарская, разделяемые упоминавшимся выступом — цоколем островов Зеленого Мыса. Котловина Зеленого Мыса оконтурена изобатой 5000 м. В восточной части ее лежит абиссальная равнина Гамбия с глубинами около 5300 м. Осадочная толща, слагающая ее, имеет мощность до 400 м на востоке и быстро уменьшается до 100—200 м к западу. Рельеф отражает расчлененность фундамента приразломными желобами и грядами трансокеанических зон разломов Вима, Пятнадцатого—Двадцатого Градуса и др. В их желобах глубины превышают 6000 м. Скважины глубоководного бурения дали основания отнести образование восточной части котловины к верхней юре (скв. 367) и нижнему мелу (скв. 368). В низах разреза примечательны отложения сапропелевых "черных сланцев".

Протяженная Канарская котловина оконтуривается также изобатой 5000 м. В пределах ее ложа расположены две абиссальные равнины: Зеленого Мыса (Канарская) с глубинами 5300—5360 м и Мадейра с глубинами около 5400 м. Мощность осадочной толщи под ними невелика — 200—300 м. Рельеф поверхности фундамента сложный, но не является аналогом грядово-желобного рельефа срединно-океанического хребта. Толщу осадков покрывают конусы вулканических гор Крылова (1275 м), Кейн (2620 м) и безымянных (2800 и 2620 м). Ближе к флангу Северо-Атлантического хребта, с уменьшением толщины осадочного покрова рельеф дна отвечает морфологии трансокеанических зон разлома. В желобе восточной части разлома Кейн глубины превышают 6000 м. Горы Грейт Метеор (276 м) и Круйзер (250 м) в западной части котловины следует связывать с зоной краевых дислокаций фланга срединно-океанического хребта. Скважины глубоководного бурения позволили отнести время образования восточной части котловины к раннему (скв. 137) и позднему мелу (скв. 138). Возраст базальтов акустического

фундамента на фланге Северо-Атлантического хребта оказался плейстоценовым. И в этой котловине накопление осадков в меловое время начинается отложением сапропелевых "черных сланцев", отражающих лагунные условия эпиконтинентальных бассейнов.

Азоро-Гибралтарская зона разлома выражена в рельефе дна рядом приразломных гребней и желобов. Глубины над гребнями менее 4000 м; к разлому приурочено поднятие банки Горидж (34 м), ограничивающее с севера небольшую котловину Хорзшу. От континентального склона Иберийского полуострова банка Горидж отделена глубинами не более 4000 м.

Узкий (30—50 км) шельф и верхняя часть склона у Иберийского полуострова являются продолжением структур Португальского бассейна эпигерцинской платформы с мощностью наращиваемого в сторону океана аккумулятивного тела до 3 км. В средних частях склона на глубинах примерно 2500 м лежат краевые плато — горы Порту, Виго и банка Галисия. Все три плато представляют собой горсты раздробленных ступенчатыми сбросами юрских пород фундамента переходной зоны. Они играют роль седиментационных барьеров, и хотя на их вершинных поверхностях толщина осадочного чехла невелика, в грабенах перед ними накоплены мощные (до 5—6 км) толщи осадков, начиная от нижнего мела.

Континентальный шельф северной окраины Иберийского полуострова узок, а склон очень крут (до 20°), что связано с начавшимся в олигоцене опусканием с амплитудой до 8 км. В основании склона лежит Северо-Испанский бассейн, заполненный 3—4-километровой толщей осадков. Ближе к вершине Бискайского залива в пределах континентального склона лежит краевое плато Астурийское — горстовый блок фундамента с банкой Ле-Дануа и еще восточнее — краевое плато Лады. В самой вершине залива на окраину континента выходит зона альпийской складчатости с находящимся в ее пределах мезозойско-кайнозойским бассейном Парантис. Разделяющий эти два плато каньон Кап-Брето лежит на оси третичного бассейна осадконакопления. Северо-восточный борт Бискайского залива образован структурами Аквитанского бассейна и Армориканским массивом эпигерцинской платформы. Аквитанский шельф представляет собой аккумулятивную террасу, сложенную толщей третичных осадков мощностью до 2500 м. Севернее широкий Армориканский шельф и склон, а также служащие их продолжением шельф и склон Западных подходов к Ламаншу образованы фундаментом эпигерцинской платформы, раздробленным ступенчатыми сбросами. Ширина шельфа Западных подходов достигает 210—250 км. Осадочный чехол шельфа имеет значительную мощность (до 4000 м) в седиментационных ловушках, но не более 1200—1600 м на склоне; местами он прерывается, обнажая выходы пород герцинского фундамента. На континентальном склоне Западных подходов, на глубинах 1000—2000 м лежит краевое плато Гобан. По данным скв. 548—549, оно образовано серией горстов герцинского фундамента, грабены между которыми заполнены толщей осадков от нижнего мела до третичных. Мористее плато Гобан, под более глубоко (3500 м) расположенным краевым плато, предположительно тот же фундамент перекрыт базальтовыми лавами нижнего мела (скв. 551), продолжающимися и на дне прилегающей котловины (скв. 550).

К переходной зоне Западной Европы прилегают две океанические котловины: Иберийская и Западно-Европейская, включающая Бискайский залив. Иберийская котловина оконтурена изобатой 5000 м. В юго-восточном ее углу находится небольшая обособленная котловина Тахо, отделяемая поднятием Торе и выступом континентального склона севернее Лиссабона. Этот выступ ограничен крупным разломом широтного простиранья, с которым связан каньон Низоре. Ложе котловины Тахо заполнено километровой толщей осадков, поверхность которых — абиссальная равнина Тахо — лежит на глубинах 5047—5083 м. Ложе Иберийской котловины лишь в северо-восточном углу выровнено осадочной толщей Иберийской абиссальной равнины, лежащей на глубинах 5364—5390 м. Большая часть ее ложа

имеет сложный холмистый рельеф, а на границе с восточным флангом Северо-Атлантического хребта располагаются глыбовые поднятия Азоро-Бискайского хребта с глубинами менее 1500 м и приразломных хребтов желоба Кинга с глубинами под ними менее 1000 м и минимальной глубиной 860 м (подводная гора Анти-Альтаир). Глубины в желобе Кинга более 5000 м и достигают в его южной части 5324 и 5344 м.

Азоро-Бискайский хребет смыкается с горами Шарко (3090 м) в юго-западной части Бискайского залива, образуя морфологический барьер между Иберийской и Западно-Европейской котловинами. Мощность осадков под Бискайской равниной очень велика вблизи подножья континентального склона Арморика (до 5000—7000 м) и убывает до 2000 м над структурными поднятиями фундамента — Северо-Гасконским и Южно-Гасконским хребтами, вершины которых выступают над уровнем равнины в виде холмов Гасконь и Кантабрия. Поверхность Иберийской абиссальной равнины постепенно поднимается в северо-западном направлении, переходя в абиссальную равнину Поркьюпайн, отделенную от нее лишь невысокой Армориканской возвышенностью с глубинами менее 4000 м. Глубины над равниной Поркьюпайн — от 4700 до 4670 м. В западной части котловины протягивается в северо-западном—юго-восточном направлении широкая полоса сложного холмистого блокового рельефа, который можно связывать с зоной краевых дислокаций вдоль фланга Северо-Атлантического хребта. Эта полоса сложного рельефа заканчивается на севере поднятием Восточное Туле.

Глубоководное бурение в прилегающей к Западной Европе части Северной Атлантики показало последовательное возникновение и углубление океанических котловин, начавшееся в поздней юре—раннем мелу с образованием мелководных лагунных эпиконтинентальных бассейнов и накоплением в них сапропелевых илов и продолжавшимся интенсивным обрушением в послееальбское время и в олигоцене—миоцене [Initial Reports..., 1969—1984, vol. 12, 47, 48, 80; Рудич, 1983].

ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Западное обрамление Северной Атлантики начинается на юге широким выступом доколя островной дуги Малых Антилл. Выступ имеет сложное строение: континентальный шельф на юге с островами Тринидад, Тобаго, Маргарита и Тортуга представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность выравнивания антиклинория Карибских Анд, а отходящий к северу от него и оконтуриваемый изобатой 4000 м Барбадосский хребет может рассматриваться в качестве либо огромного оползня, либо аккреционной призмы. Вершинная поверхность Барбадосского хребта лежит на глубинах менее 1500 м, но в его пределах находятся желоба Барбадос и Тобаго с глубинами более 2000 м. В океанической котловине к востоку от Барбадосского хребта мощность осадков, поступающих с северной окраины Южной Америки, достигает 4000 м вблизи континента и уменьшается к северу до 700 м, вновь возрастая до 1500 м в желобе фундамента хр. Барракуда. В толще Барбадосского хребта мощность осадков достигает 2000 м.

Хр. Барракуда с глубинами менее 4000 м связан, по-видимому, с трансокеаническим разломом Пятнадцатого—Двадцатого Градуса. Этот разлом продолжается далее к западу в желобе Пуэрто-Рико, оконтуренном изобатой 6000 м и обладающим максимальной глубиной 8287 м. Этот желоб, хотя и сопряжен с дугой Больших Антилл, однако отличается по своей морфологии от желобов Тихоокеанского кольца и Зондской дуги и его, скорее, можно сравнить с желобом разлома Романш. Он представляет собой грабен с симметричными по крутизне склонами, с широким плоским дном. Он связан с наклонной сейсмофокальной зоной, но наклон ее очень крут. Западный конец желоба примыкает к склону о. Гаити, и на его продолжении лежит желоб Испаньола с глубиной 4096 м между Гаити и Багамской платформой.

К северу от островной дуги Больших Антилл окраину океана образует Багамская платформа с грядой сложенных известняками Багамских островов и банок, разделяемых глубокими (до 3000—4000 м) проливами. Склон цоколя Багамской платформы непрерывно продолжается в уступе плато Блейк.

Шельф Флориды, как и следующие к северу шельфы Атлантического побережья Северной Америки, представляет собой аккумулятивную террасу на краю Северо-Американской платформы. Яркой особенностью рельефа континентального склона Флориды является плато Блейк, лежащее на глубинах от 700 до 1000—1500 м и ограниченное со стороны океана крутым уступом. У основания этого уступа нет обычного континентального подножья.

Фундамент плато Блейк и Багамской платформы по многим соображениям следует считать континентальным, трактуя его как продолжение палеозойской складчатой системы Уачита — восточного края плиты Мидконтинента Северной Америки. Мощность коры континентального типа под плато Блейк и частью Багамской платформы порядка 30 км в северной части и сокращается до 20 — в южной [Геология..., 1978]. Мощность осадочной толщи Флоридского шельфа, сложенной мелководными осадками от нижнего мела до третичных, — около 4000 м. Верхнюю часть Багамской платформы и цоколь Багамских банок и островов слагает 6-километровая толща карбонатных и эвапоритовых осадков. Сходно и строение плато Блейк, осадочная толща которого также имеет мощность порядка 5—6 км.

К северу от мыса Хаттерас уступ Блейк примыкает к континентальному склону, который полого опускается до глубины порядка 4000 м и сменяется еще более пологим континентальным подножьем. Аккумулятивная терраса шельфа, сложенная толщей мелководных осадков, которые накапливались на погружавшейся окраине континента, начиная с юры, имеет мощность до 12—18 км. Прогибание края континента сопровождалось постройкой рифа или известняковой банки на внешнем краю шельфа, постепенно продвигавшегося в сторону океана.

К северу от Нью-Йорка, в районе Новой Англии, шельф расширяется. Вдоль периокеанических прогибов плиты Мидконтинента аккумулятивная терраса шельфа имеет значительную мощность; с переходом к Канадскому щиту она резко сокращается до нескольких сотен метров и даже до полного обнажения кристаллического фундамента в зал. Мэн и к северу от него, на внешнем краю шельфа.

К югу от о. Ньюфаундленд край шельфа и континентальный склон почти под прямым углом поворачивают к юго-востоку, образуя юго-западный край Большой Ньюфаундлендской банки. Прямолинейные очертания склона позволяют предполагать связь его с западным продолжением одного из трансокеанических разломов — Ошеанографер или Пико. Выступ континентального склона от юго-восточной оконечности Большой Ньюфаундлендской банки известен как Ньюфаундлендский хребет. Он протягивается почти до самого западного фланга Северо-Атлантического хребта. Аккумулятивная толща вдоль всего континентального шельфа и склона обладает мощностью порядка 6—16 км.

На всей более северной площади строение шельфа остается в главных чертах постоянным. Он представляет собой аккумулятивную террасу, в основании которой находится докембрийский фундамент, погружающийся по ступенчатым сбросам и перекрытый толщей осадков мощностью до 10 000 м, от юры (эвапориты) до третичных. Выраженный в рельефе дна желоб Лаврентия в проливе Кабота является отражением грабена фундамента с мощностью заполняющей толщи около 4000 м. К северу от пролива Кабота Большая Ньюфаундлендская банка по своему строению несколько напоминает краевое плато Блейк. Докембрийский фундамент погружается в сторону океана ступенчатыми сбросами, но под внешним краем банки существовал барьерный риф, создавший седиментационную ловушку. В ней накопился мощный осадочный комплекс верхнетриасовых и

юрских эвапоритов и нижнемеловых мелководных известняков, перекрытых нижнемеловыми базальтами, а затем третичными осадками. Мощность осадочной толщи здесь порядка 6000—12000 м; наибольшие значения установлены в грабенах Уейл и Жанны д'Арк [Grandstein et al., 1977; Tucholke, Ludwig, 1982].

В пределах континентального склона, к востоку от Ньюфаундленда, лежат два краевых плато — Флемиш-Кап и Орфан. Вершинная поверхность плато Флемиш-Кап имеет глубины 200—500 м, минимальную — 183 м; плато Орфан — 1700—1800 м, минимальную — 1600 м. Фундамент обоих плато континентальный, докембрийского возраста. Покров рыхлых осадков мощностью около 250 м датируется верхним мелом и эоценом; их покрывают более глубоководные осадки плиоценового возраста. Под этой толщей лежат уплотненные осадки нижнего мела и юры. Суммарная мощность осадочного покрова оценивается в 4000—6000 м. Мощность коры в целом порядка 22 км. Желоба, отделяющие эти плато от шельфа, имеют глубины 1100—1200 м (желоб Флемиш-Пасс) и порядка 2800 м (бассейн Орфан). В структуре фундамента им соответствуют грабены, в которых континентальная кора утонена до 16—17 км [Keen, Barrett, 1981]. Аккумулятивный клин континентального подножья в этом районе имеет мощность до 1000—2000 м [Sullivan, 1983].

Ложе океана в западной части Северной Атлантики делится на две котловины: огромную Северо-Американскую и меньшую Ньюфаундлендскую. Их разделяет выступ континентального склона южного конца Большой Ньюфаундлендской банки — Ньюфаундлендский хребет, оконтуриваемый изобатой 4500 м.

Северо-Американская котловина ограничена на востоке поднятием Северо-Атлантического хребта и оконтуривается изобатой 5000 м. По северо-западной окраине ложе котловины выровнено мощным осадочным чехлом и представляет собой абиссальные равнины — Нейрса на юге, Хаттерас на западе и Сом на севере. Мощность осадочного чехла на равнине Нейрс, лежащей на глубинах 5700—5900 м, наименьшая — 200—300 м и местами до 500 м. К ее южной части примыкает флювиально-аккумулятивный дрейф Больших Атилл — в нем мощность осадков, начиная от верхнего мела (скв. 28), до 1000 м. Равнина Хаттерас лежит на глубинах 5396—5570 м, и мощность осадочной толщи на ней значительно больше: от 5000 м вблизи континентального подножья до 2000 м на удалении от него, на восточном краю равнины. Осадочная толща равнины Хаттерас сложена верхнеюрскими мелководными осадками, отмечающими значительные колебания уровня дна (скв. 391), осадками мела—начала миоцена и сменяемыми их лишь в конце миоцена устойчиво глубоководными отложениями. Равнина Сом на глубинах 5136—5396 м подстилается также мощной осадочной толщей: 4000 м на севере и до 1000 м на ее южном краю. Чехол равнины Сом образован верхнемеловыми и более молодыми осадками (скв. 382, 385).

В центре котловины находится обширное сводовое Бермудское поднятие, ориентированное в северо-восточном—юго-западном направлении. Оно оконтуривается изобатами 5500 м на юге и 5400 м на севере. Протяженность поднятия примерно 1400 м, и ширина его до 1100 км. Северный и южный края поднятия определены транскеаническими разломами Атлантис на севере и предположительно разломом Кейн на юге. Восточный край поднятия можно связывать с разломом, протягивающимся в северо-восточном—юго-западном направлении; к северо-востоку от поднятия он фиксируется магнитной аномалией, получившей название аномалии Джи. Серия поднятий ложа с глубинами менее 5500 м как бы связывает Бермудское поднятие с западным флангом Северо-Атлантического хребта. Вулканическое сооружение самих Бермудских островов смещено от оси свода примерно на 100 миль к северо-западу. Поднятие подстилается утолщенной до 8 км корой океанического типа (к востоку от него кора имеет толщину 4 км). По данным глубоководного бурения, Бермудское поднятие в раннем мелу было мелководным, близким к берегам континентальной суши,

о чем свидетельствует наличие в осадках пыльцы и спор наземных растений (скв. 417, 418). Последовавшее региональное погружение сменилось в эоцене воздыманием свода поднятий до шельфовых глубин (скв. 6 и 7), и только в последующее время произошло погружение на современные глубины.

Важной структурной особенностью ложа котловины является небольшой хребет, протягивающийся от южного конца Большой Ньюфаундлендской банки в юго-западном направлении и оконтуренный изобатой 5000 м. Это так называемый хр. Аномалии Джи, представляющий собой горст, протягивающийся вплоть до разлома Атлантис и, вероятно, продолжающийся далее к югу в форме уступа юго-восточного края Бермудского поднятия; он отмечен магнитной аномалией 1000 гамм. На гребне хр. Аномалии Джи находятся рифовые известняки среднего мела. Погружение хребта началось в апте, и амплитуда вертикального смещения достигла 4200 м. К западу от этого хребта поверхность фундамента прогнута до глубин 8500—9000 м [Tucholke, Ludwig, 1982]. Подобно поднятию Мадейра-Торе восточной части океана, структура аномалии Джи, как вся зона "мезозойских" аномалий магнитного поля этой котловины, может быть связана с краевыми дислокациями платформенного ложа.

В Северо-Американской котловине есть две группы подводных гор. Горы Новой Англии — Нашвилл (1975 м), Рехбот (1218 м), Маннинг (1481 м), Сан-Пабло (1093 м), Греггс (905 м), Келвин (1575 м) и другие — это цепочка вулканов, сопряженных с западным продолжением разлома Атлантис. Обособленно расположены горы Корнер (971, 960, 1630, 1730 м и др.), вытянутые двумя линейными цепями в северо-восточном—юго-западном и северо-западном—юго-восточном направлениях. Первую из них можно связывать с зоной краевых дислокаций западного фланга Северо-Атлантического хребта, вторую — с одним из трансокеанических разломов.

Восточная окраина Северо-Американской котловины обладает наименее развитым осадочным чехлом мощностью всего 100—200 м. Поэтому в рельефе дна здесь хорошо отражена структура фундамента, в которой преобладает грядово-желобное расчленение, связанное с трансокеаническими разломами (в отличие от расчленения, характерного для рифтовой системы Срединно-Атлантического хребта). К желобам этих разломов приурочены максимальные глубины ложа котловины: 6610 и 6471 м (на продолжении разлома Кейн). Трансокеанические разломы продолжаются и далее к западу, но не отражены в рельефе дна, так как погребены мощными толщами осадков абиссальных равнин и окраины континента. Однако их западные окончания проникают в пределы края континента не менее, чем на 150 км [Tucholke, Ludwig, 1982].

Сложная картина строения фундамента Северо-Американской котловины усугубляется вариациями мощности земной коры и динамических характеристик кровли верхней мантии. Анализ этих характеристик приводит к выводу о сходстве литосферы мантии этой котловины с литосферой плиты Мидконтинента древней платформы Северной Америки [Кунин, Усенко, 1983].

Дно Ньюфаундлендской котловины лежит на глубинах 4500—4600 м. Осадочный чехол имеет толщину около 1000 м и сложен осадками, начиная от нижнего мела. Примечательной особенностью рельефа дна является каньон, меандрирующее русло которого с хорошо развитыми прирусловыми валами служит каналом для суспензионных потоков, проносящих материал из северной части Лабрадорского моря вплоть до абиссальной равнины Сом. Под толщей осадков погребено структурное поднятие фундамента — хр. Флемиш-Кап; сквозь осадки проступает цепочка вулканических Ньюфаундлендских гор (1687, 2900 м и др.), сопряженных с одним из трансокеанических разломов (возможно, с разломом Курчатова), и обособленные вулканические горы Гаусс (1903, 2895 м) и Милн (1931 м).

ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

В Экваториальной Атлантике срединно-океанический хребет сложно раздроблен системой трансокеанических разломов Чейн, Романш, Первого Градуса ю.ш., Сан-Паулу, Четвертого Градуса с.ш., Сьерра-Леоне, Долдрамс, Вима и целого ряда параллельных им менее крупных и не имеющих собственного названия. Разделяемые этими разломами блоки хребта имеют глыбовую структуру; их протяженность не более 50—70 км и ширина около 700 км. Платообразная поверхность блоков прорезана рифтовыми ущельями, но грядово-желобный рифтогенный рельеф большей частью выражен менее четко, чем поперечные приразломные хребты. По данным ГСП-МОВ, строение земной коры и верхов мантии в этой области хребта исключительно сложное. Фундамент состоит из чередующихся линзовидных тел базальтов и консолидированных осадочных пород. Многочисленные разрывные дислокации, многие из которых имеют региональный характер, обуславливают блоковую структуру коры и кровли верхней мантии [Коган и др., 1977].

Ось Срединно-Атлантического хребта испытывает в пределах Экваториальной Атлантики ступенчатое смещение по разломам к западу почти на 1800 миль. Практически все разломы здесь являются трансокеаническими и прослеживаются на окраинах смежных континентов. Желоба разломов — это зияющие, изостатически не уравновешенные трещины-грабены (с максимальной глубиной в желобе Романш до 7728 м), в которых обнажается следующий характерный разрез земной коры: послемеловые магнезиальные толеитовые базальты верхов разреза сменяются ниже габбро-диабазами и железистыми базальтами, рассматриваемыми в качестве допалеогенового траппового основания рифтогенного комплекса. Широко развиты протрузии мантийных пород — серпентинитов, гарцбургитов, дунитов, лерцолитов [Щека, Куренцова, 1981]. В ряде случаев мантийные протрузии слагают гребни приразломных хребтов, один из которых выступает над уровнем океана в виде о. Сан-Паулу.

Наряду с обычными для срединно-океанических хребтов породами в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта обнаружены породы экзотические, свидетельствующие об относительной устойчивости фундамента и меньшей роли расширения сравнительно с другими частями хребта. Протрузии ультраосновных пород близ разломов Вима, Сан-Паулу и Романш несут на себе покровы эоценовых и миоцен-плиоценовых рифовых известняков с детритом кварца, микроклина и ортоклаза, с фауной толстостенных моллюсков, сформированных в мелководных, близких к континентальному берегу условиях [Bonatti, Nonpogez, 1971].

Погружение приразломных хребтов и плато на пространстве шириной около 500 км в осевой части хребта произошло не менее 5 млн лет назад, и, судя по этому, представляется весьма вероятным существование в этой части океана еще в эоцене или даже в миоцен-плейстоцене сухопутного моста (островного или сплошного), служившего барьером между глубокими впадинами Южной и Северной Атлантики. В отличие от считающихся типичными частей Срединно-Атлантического хребта в этой его части аномальное магнитное поле выражено нечетко: интенсивность аномалий мала и они плохо коррелируют друг с другом. Примыкающие к хребту возвышенности Сьерра-Леоне (с востока) и Сеара (с запада) испытали погружение также не столь давно — в позднем мелу. Известно, что к северу и югу от Экваториальной Атлантики еще в позднем мелу в молодых океанских котловинах существовали анаэробные условия и накапливались так называемые черные сланцы.

Подводная окраина Африки в Экваториальной Атлантике представлена периферическими частями Сахарской плиты, отделяемой линией Камеруна от Капско-Аравийского щита. Узкий, шириной около 6 км, шельф протягивается вдоль побережья Либерии, но расширяется до 170—180 км у побережья Сьерра-Леоне, Гвинеи и Гвинеи-Биссау. Обрубленный крутым сбросовым уступом континентальный склон Кот-д'Ивуар продолжается на запад вдоль южного края треугольного выступа Либерийского краевого плато (поднятие Кот-д'Ивуар). Это плато делится на две наклоненные к западу террасы с глубинами около 900 и 1800 м. Южный уступ Либерийского плато совпадает с восточным продолжением трансокеанического разлома Сан-Паулу, уходящего затем на континент в систему разломов Пелузиума [Neev et al., 1982]. Разлом вдоль западного подножья континентального склона относится к числу ступенчатых разломов, характерных для всей полосы атлантических прогибов Африки. Крутой континентальный уступ континентального склона у широкого шельфа Сьерра-Леоне связан с этим же разломом. Против Гвинеи-Биссау выступ шельфа сопровождается широким выступом континентального склона — краевым Гвинейским плато. Поверхность плато расположена на глубинах от 500 до 1000 м. С разломами континентального склона связаны интенсивные магнитные аномалии.

Бурение на шельфе Нигерии вскрыто мощный комплекс осадочных пород — от нижнедевонских, перекрытых базальтовыми покровами юрского-раннемелового возраста, и выше, от меловых до современных, общей мощностью от 4000 до 5000 м. На шельфе Сьерра-Леоне мощность осадочного чехла, по данным сейсмического зондирования, — 2000—3000 м, а на континентальном подножье — до 3000 м и более. Толща осадочных пород на Гвинейском плато мощностью около 6000 м складывается из дислоцированного нижнего комплекса домелового возраста и недислоцированного комплекса верхнемеловых осадков; кайнозойские отложения предположительно смыты.

Ложе котловины Сьерра-Леоне оконтурено изобатой 4500 м. В южной части его на глубинах около 5000 м лежит аккумулятивная абиссальная равнина с мощностью осадочного чехла до 1000 м, вытянутая в широтном направлении вдоль приразломных гряд разломов Сан-Паулу и Первого Градуса. Северо-западное обрамление котловины образует возвышенность Сьерра-Леоне; она ориентирована в северо-восточном—юго-западном направлении и, возможно, подобно Гвинейскому плато, связана с продолжением в область океана зоны Мавритано-Сенегальской складчатости и обрамляющих ее разломов. Цоколь возвышенности ограничен изобатой 4000 м. На возвышенности Сьерра-Леоне пробурена скв. 366, весь разрез которой (850 м) представлен в основном глубоководными осадками от маастрихта до современных. В прилегающей части котловины Сьерра-Леоне (скв. 13) вскрыты лишь 500 м — это верхняя часть 900-метровой толщи чехла, сложенная глубоководными осадками, изменение характера которых отражает углубление котловины в послекампанское время на 2000—2200 м [Initial Reports..., 1969—1984, vol. 13, 41; Рудич, 1983]. Слоистость толщи акустического фундамента, выявляемая в котловине Сьерра-Леоне сейсмическим зондированием МОВ-ОГТ, и низкие значения скоростей в третьем слое (6,2—6,7 км/с), аналогичные скоростям в гранитно-метаморфическом фундаменте Сахарской плиты, делают возможным предположение о происхождении этой котловины в результате обрушения окраины континента [Кара и др., 1985].

К западу от возвышенности Сьерра-Леоне поверхность дна представляет собой в сущности огромное плато с глубинами в пределах 4200—4400 м, без перерыва переходящее в плато осевой части срединно-океанического хребта. Рельеф дна здесь сложный, причем большинство холмов, гряд и желобов связано с продолжениями широтных разломов Четвертого Градуса, Сьерра-Леоне, Долдрамс и Вима.

На американской стороне Атлантики, к северу от мыса Калканьяр, край континента под прямым углом поворачивает к северо-западу. Шельф постепенно расширяется по мере приближения к устью Амазонки, где ширина его достигает 300 км. Континентальный склон крут в своей верхней части (5—10°), но опирается на широкое аккумулятивное подножье. Континентальный склон имеет сложные очертания в связи с тем, что его структурный и морфологический планы обусловлены сочетанием разломов различных направлений.

Западное продолжение разлома Жан-Шарко прослеживается на краю континента в линейменте Кабурги по проявлению третичного вулканизма в бассейне Потугуа; западное продолжение разлома Чейн прослеживается по подводному хр. Фернанду-ди-Норонья и далее фиксируется атоллом Рокас и рядом подводных гор, а на суше — излияниями фонолитов Мессейки близ Форталезы.

Хр. Фернанду-ди-Норонья ограничивает с севера краевое плато Риу-Гранде-ди-Норте, восточным краем которого был коралловый риф, сформированный на погружавшемся раннепалеозойском фундаменте (459—492 млн лет) и образовавший седиментационную ловушку. В ней накопилась километровая толща осадков, поверхность которой лежит на глубинах от 800 до 2000 м.

К северу от Форталезы в нижней части континентального склона находится подводный хр. Парнаиба, сопряженный с западным окончанием разлома Романш; к северо-западу от него, также в нижней части континентального склона, расположен подводный хр. Белем, сопряженный с западным окончанием разлома Сан-Паулу. Эти подводные хребты играют роль структурных барьеров, перед которыми сформировались мощные (более 3000 м) аккумулятивные тела континентального подножья: бассейны Фернандо-ди-Норонья (к югу от хр. Парнаиба) и Парамаранья (с югу от хр. Белем) [Кутаг, 1978], сопряженные с синеклизами прилегающей суши.

Огромным аккумулятивным телом является крупнейший в Мировом океане конус выноса Амазонки. Это округлый выступ континентального склона, основание которого, оконтуриваемое изобатой 4800 м, выдвинуто в океан перед почти прямолинейным краем шельфа на 700 км. Осадочная толща Амазонского шельфа является продолжением грабена Маражу (Амазонской синеклизы), активно развивавшегося в мелу и кайнозое. Представляется очевидной связь этого грабена с западным окончанием трансокеанических зон разломов Романш и Сан-Паулу. Под внутренней частью шельфа континентальные осадки грабена сменяются морскими терригенными толщами, мощность которых достигает 12—16 км. Под внешней частью шельфа бурением обнаружено существование структурного барьера — продолжение хр. Белем. В конце раннего миоцена седиментационная ловушка внутреннего шельфа оказалась заполненной, и терригенные осадки, выносимые Амазонкой, стали поступать в области внешнего шельфа и континентального склона. Началось образование конуса выноса Амазонки, возраст которого всего 22 млн лет, а мощность осадков в верхней части превышает 10 км [Кутаг, 1978].

К западу от Амазонского шельфа, в районе между 52 и 55° з.д., лежит крупный выступ континентального склона — плато Демерара (Гвианское). Выровненная поверхность плато с глубинами от 800 до 1500 м подстилается 1,5-километровой толщей слоистых, недеформированных осадков. Скважины 143 и 144 "Гломар Челленджера" вскрыли здесь мелководные отложения апта и альба, сменяющиеся выше верхнемеловыми и послемеловыми осадками открытого моря с глубинами, близкими к современным. Плато ограничено крутыми уступами. Драгировкой были обнаружены обнажающиеся на северном уступе на глубине 4400 м мелководные осадки эпиконтинентального моря, имеющие верхнеюрский возраст [Fox et al.,

1970]. Судя по этим данным, фундамент плато, отвечающий, по-видимому, северному выступу Гвианского щита и ограниченный на западе грабеном Такуту, в послелальбское время испытал погружение примерно на 4200—4400 м. Гвианский бассейн, заполненный 2-километровой толщей осадков, соответствует морскому продолжению грабена Такуту.

В западной части Экваториальной Атлантики, между северо-восточной окраиной Южной Америки и Срединно-Атлантическим хребтом, лежит Гвианская котловина. Ее ограничением на юге служит трансокеаническая зона разлома Романш, на севере — зона разлома Вима. В котловине преобладают глубины менее 4500 м, и поэтому вместе с котловиной Сьерра-Леоне и экваториальными плато Срединно-Атлантического хребта ее ложе образует морфологический барьер между Южной и Северной Атлантикой, где глубины котловины более 5500 м. Правда, в пределах Гвианской котловины также существуют углубленные участки ложа, к которым приурочены аккумулятивные тела абиссальных равнин (Сеара, Пара, Демерара), питание которых началось лишь после того, как были заполнены карманы-грабены переходной зоны, т.е. примерно в начале миоцена.

Одним из барьер-горстов фундамента на юго-западной окраине Гвианской котловины является узкий (около 100 км) хр. Сеара, вытянутый параллельно континентальному склону. Он ограничен на юге разломом Четвертого Градуса и на севере — разломом Сьерра-Леоне. В виде поднятия фундамента он еще продолжается на северо-запад, по зонам разлома Долдрамс, под поверхностью похоронивших его осадков дистальной части конуса Амазонки и абиссальной равнины Демерара. Выровненная абразией вершинная поверхность хребта лежит на глубинах менее 3500 м; отдельные пики поднимаются до глубин 676, 1339, 1609 м. Мощность осадочного чехла на хр. Сеара около 600 м. Примечательно, что в составе чехла юго-западного склона участвуют турбидиты, выносимые суспензионными потоками конуса Амазонки, способными, как оказалось, взбегать вверх по склону на высоту до 400 м. Поверхность акустического фундамента выровнена. На северном склоне хребта его слагают силлы диабазовых базальтов, вскрытые скв. 354. Толщу акустического фундамента (мощностью 200 м) слагают породы со скоростями волн 3,4—3,6 км/с. Возможно, это лавовые потоки, переслаивающиеся с осадками, или уплотненные осадочные породы континентальной окраины. В скв. 354 низы разреза сложены известково-мергелистыми мелководными осадками компана—маастрихта. Мелководный барьерный риф хр. Сеара сформировался, по-видимому, на краевом горстовом блоке континентального фундамента, испытавшем погружение в северо-западной части в палеоцене и в юго-восточной — в конце миоцена.

ЮЖНАЯ И АНТАРКТИЧЕСКАЯ АТЛАНТИКА

Центральное положение во впадине Южной и Антарктической Атлантики занимает система срединно-океанических хребтов — Африкано-Антарктического, Американско-Антарктического и Южно-Атлантического. Эти хребты делят впадину на три крупнейшие обособленные части: восточный (Африканский) и западный (Южноамериканский) секторы Южной Атлантики и Антарктическую Атлантику. Впадины восточной и западной Атлантики, в свою очередь, делятся на несколько крупных котловин. Южная Атлантика обособлена от Северной 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 Сьерра и выступами континентального склона Южной Америки — хребтами Парнаиба и Белем и огромным конусом выноса Амазонки.

Морфологические и геолого-геофизические параметры хребтов Южной Атлантики испытывают существенные вариации. Особенно аномальны они в двух южных ветвях — в Африкано-Антарктическом и Американско-Антарктическом хребтах. Осевая зона этих хребтов сложно раздроблена из-за того, что характерные для рифтогенальных хребтов осевые рифты и поперечные разломы ориентированы под углом примерно 45° к общему простиранию хребтов.

Один из крупнейших разломов Африкано-Антарктического хребта — Принс-Эдуард — служит естественной границей между Индоокеанской и Атлантической частями этого хребта. К западу от разлома общее простирание хребта почти широтное. Но в деталях морфология его очень сложна и представляет собой сочетание сравнительно небольших (порядка 170—200 км в длину и 600—700 км в ширину) блоков с характерными для рифтогенальных хребтов чертами морфологии и геофизических полей; блоки ориентированы в направлении северо-запад — юго-восток, т.е. под углом примерно 45° к общему простиранию хребта. Разделяющие их зоны разломов ориентированы в направлении СВ-ЮЗ примерно под прямым углом к осевым рифтам и под углом 45° к общему простиранию хребта. Поперечные разломы хребта — Принс-Эдуард, Мандела, Дингаан, Шака, Ислас-Оркадас, Мошешу и Буве — выражены в рельефе сопряженными приразломными хребтами и глубокими желобами. Наиболее протяженными из них являются разломы Принс-Эдуард и Шака. Глубины в желобах превышают 5000 м, и их заглубленность по отношению к осевой зоне хребта достигает 3000—4000 м. Осевая зона Африкано-Антарктического хребта в районе 30° в.д. опущена на глубины более 3000 м, но в западной части поднята до глубин менее 2500—2000 м. Наиболее поднятой является западная оконечность хребта в районе тройного сочленения с Американско-Антарктическим и Южно-Антарктическим хребтами. С рифтовой зоной хребта связана осевая положительная аномалия магнитного поля. Глубина вреза рифтового ущелья порядка 1000—1500 м. Блок хребта между разломами Мошешу и Буве представляет собой плато с глубинами менее 2000 м. В северной части его лежит о. Буве. Однако самым крупным поднятием в этом тройном сочленении является южный блок Южно-Атлантического хребта, оконтуриваемый изобатами 3000 и 2000 м. В южной части блока находится банка Кэптен Шписс с глубиной 411 м.

В поперечных разломах хребта драгировками выявлен обычный комплекс: базальты, диабазы, серпентиниты и перидотиты. Протрузии мантийных гарцбургитов обнаружены на гребне приразломного хребта в зоне Ислас-Оркадас. О. Буве — активный стратовулкан, его лавы имеют щелочной состав. Базальты блока, на котором лежит этот остров, также необычны в сравнении с характерными для срединно-океанических хребтов толеитами — они обогащены литофильными и редкоземельными элементами, подобно Азорскому и Исландскому звеньям Срединно-Атлантического хребта.

Американско-Антарктический хребет состоит из шести звеньев, ограничиваемых серией поперечных разломов, из которых крупнейшие — Южно-Сандвичев, Вулкан, Вулларда и Конрада. Общее простирание хребта близко к юго-западному — северо-восточному. При этом звенья рифтовой зоны в блоках хребта, разделяемых многочисленными поперечными разломами, ориентированы в меридиональном направлении, а разломы — в широтном, т.е. и те и другие направлены примерно под углом 45° к общему простиранию хребта. Осевая зона хребта лежит на глубинах от 1000 до 2000 м; рифтовое ущелье имеет глубины порядка 3700—4900 м и глубину вреза относительно грабена в среднем около 2500 м; желоба поперечных разломов значительно глубже — до 5000—6400 м. Особенно глубоки желоба разломов Конрада, Вулларда и Южно-Сандвичева. Протяженность звеньев-блоков рифтогенной структуры невелика — порядка 50—100 км при ширине до 700 км. Смещение звеньев рифтовой зоны вдоль поперечных разломов большей

частью не превышает 80—170 км, но достигает 500 км по разлому Вулларда, благодаря чему хребет разделяется на два основных массива — восточный, к северу от разлома Вулларда, и западный, к югу от него. Разлом Вулларда примечателен тем, что его западное продолжение переходит в желоб океанического ложа, резко изгибающийся на 17° з.д. к северо-западу и прослеживаемый на север вдоль хр. Ислас-Оркадас вплоть до Фолклендского хребта и трансокеанической зоны разлома Фолкленд-Агульяс. Самый южный из поперечных разломов Американско-Антарктического хребта смыкается с Южно-Сандвичевым желобом одноименной островной дуги. Сложное дробление хр. Южная Скотия на систему блоков, разделяемых глубокими желобами поперечных разломов Эндуранс, Оркней, Южная Скотия, Брандсфильд и Южно-Шетландского, позволяет видеть определенное сходство со структурой Американско-Антарктического хребта и предположить, что система рифтов этого хребта внедряется в пределы хр. Южная Скотия и Антарктического полуострова.

Разломы Американско-Антарктического хребта характеризуются обычным для структур этого типа комплексом пород; кроме толеитовых базальтов, имеются габбро, серпентиниты, перидотиты, дуниты и лерцолиты, а также гидротермальные железомарганцевые корки [Lawer, Dick, 1983].

Южно-Атлантический хребет как целостное горное сооружение протягивается из района тройного сочленения на север, вплоть до экваториальной зоны трансокеанических разломов. Южно-Атлантический хребет — это громадное горное сооружение, возвышающееся над ложем окружающих его котловин на 2500—3000 м. Гребень хребта лежит на глубинах от 2000 до 2500 м, но отдельные пики поднимаются над ним и до меньших глубин или образуют острова, как, например, о. Вознесения. Рельеф хребта грядово-желобный, особенно ярко выраженный в осевой рифтовой зоне, где глубина вреза рифтового ущелья в среднем около 1400 м. На флангах интенсивность расчленения грядового рельефа постепенно убывает с удалением от оси хребта. Характерным считается симметричный поперечный профиль хребта с вогнутыми склонами.

Южно-Атлантическому хребту свойственны все характерные для георифтогенальных поясов феномены: его осевая рифтовая зона сейсмически активна, характеризуется высокими значениями теплового потока, положительной аномалией магнитного поля; она лишена существенного осадочного покрова, в ней проявляется современная вулканическая активность. С удалением от осевой зоны на флангах хребта интенсивность аномалий магнитного поля убывает, затухает интенсивность расчленения грядово-желобного рельефа, увеличивается толщина осадочного покрова и одновременно растет возраст базальных осадков и базальтов акустического фундамента.

На всем протяжении Южно-Атлантического хребта его пересекают многочисленные поперечные разломы. Часть из них является трансокеанической, и продолжения их выходят на ложе океана и далее, на окраины континентов Африки и Южной Америки, другая часть развита лишь в пределах самого хребта. Разломы различаются по степени заполнения желобов осадками. В некоторых разломах их ветви по сторонам гребня хребта различаются по своему направлению. Крупнейшими трансокеаническими разломами являются Фолкленд-Агульяс, Гоф, Тристан-да-Кунья, Риу-Гранди, Мартин-Вас, Хотспур, Св. Елены, Вознесения. Осевая рифтовая зона хребта раздроблена поперечными разломами на множество звеньев, протяженность которых невелика, в среднем порядка 80 км. Смещение рифтовой зоны по этим разломам, как правило, не превышает 200 км и большей частью составляет около 100 км.

Южное звено хребта в районе тройного сочленения представляет собой обширное сводовое поднятие, поверхность которого к югу от разломов Конрада и Буве сложно раздроблена перекрещивающимися продолжениями поперечных разломов Африкано-Антарктического и Американско-Антарктического хребтов.

К северу от разломов Конрада и Буве поверхность этого поднятия представляет собой плато, оконтуренное изобатой 3000 м; его осевая часть прорезана рифтовым ущельем.

На примере Южно-Атлантического хребта можно видеть, что лежащая в основе представлений о срединговой природе хребта картина его строения нарушается проявлениями неоднородности как в продольном, так и в поперечном направлениях. Так, вдоль простирания хребта меняются симметрия и форма его профиля, отражая существование в некоторых местах хребта своего рода плато: плато в районе о. Буве и банки Кэптен Шписс, плато в районе разломов Гоф и Тристанда-Кунья, плато Св. Елены в области между разломами Мартин-Васи и Вознесения. Их ширина — от 800 до 1000 км, а протяженность — от 800 до 1700 км (плато Св. Елены) и суммарно составляет около 3000 км при общей протяженности Южно-Атлантического хребта около 7000 км. С такими плато связаны существенно повышенные по сравнению с обычными мощность осадочного покрова и возраст базальных осадков. Поверхность плато лежит на глубинах от 3500 до 4500 м. Имеются признаки существенных различий глубинной структуры между участками хребта с обычным симметричным профилем и участками, в которых развиты плато.

Примечательно также существование в основании склонов хребта зоны краевых дислокаций. Они выражены в сложном грядово-глыбовом рельефе и в сопутствующих ему возрастной интенсивности и периодичности аномалий магнитного поля.

ВОСТОЧНЫЙ (АФРИКАНСКИЙ) СЕКТОР ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Восточная часть впадины Южной Атлантики делится на Гвинейскую, Ангольскую и Капскую котловины, разделенные Гвинейским поднятием и поднятием Китового хребта.

К Атлантическому океану формально относится лишь западная половина котловины Агульяс, к западу от 20° в.д. Ее ложе лежит на глубинах 5100—5500 м и обладает весьма сложным рельефом. Это сочетание многочисленных гряд высотой 200—300 м, ориентированных в северо-восточном—юго-западном направлении и занимающих основное пространство котловины, и двух достаточно массивных и высоких хребтов в ее западной части: Шона и Метеор. Хр. 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, Кхоза (728 м); не исключено, что они связаны с другими разломами. Перпендикулярно к этой цепочке гор направлен хр. Метеор, ориентированный в северо-западном—юго-восточном направлении. Глубины над его выровненными вершинными поверхностями менее 3000 м, а отдельные пики в южной части поднимаются до глубин 560, 588 и 616 м. Этот хребет, вероятно, связан с зоной краевых дислокаций восточного фланга Южно-Атлантического хребта и подобен в этом отношении симметрично расположенному хр. 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 грядах и на 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 протягивается от самой южной оконечности континента, мыса Игольного, на юг в виде банки Агульяс. 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 (см. разд. "Индийский океан").

Вдоль западной окраины Южно-Африканской глыбы фундамент испытывает флексуриобразное 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 сложена несогласно залегающими на фундаменте отложениями от апта—альба до современных, мощностью 1200—1800 м (скв. 360, 361 Проекта глубоководного бурения и промышленная скважина СОЕКОР) [Austin, Uchupi, 1982]. Обширный выступ континентального склона между Кейптауном и Людерицем образован конусом выноса р. Оранжевой.

В пределах континентального склона Юго-Западной Африки идентифицированы мезозойские линейные аномалии магнитного поля с порядковыми индексами от MO до MII. Вероятно, они отвечают дайковым комплексам вдоль разломов, дробящих погружающийся континентальный фундамент, прослеженный методом МОВ ОГГ до глубин океана около 4000 м. Верхнеюрские—нижнемеловые базальтовые покровы фундамента переходной зоны сопоставимы с развитыми на суше нижнеюрскими трапповыми базальтовыми покровами Каокофелд и Стромберг (базальты Карру). И те и другие могут рассматриваться как траппы, отвечающие начальному этапу образования океанической впадины.

Ложе Капской котловины лежит на глубинах преимущественно более 5000 м. Области, прилегающие к подножью континентального склона, перекрыты аккумулятивными абиссальными равнинами Капской и Намибийской, поверхность которых лежит на глубинах 5100—5200 м. Мощность осадочных толщ под этими равнинами — 500—600 м. под аккумулятивным шлейфом континентального подножья — 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 выделяются несколько крупных подводных гор. В северном углу котловины это горы Юинга (789 м), Вимы (37 м) и Манагуа (219 м); на западе, близ фланга Южно-Атлантического хребта, — крупный блоковой массив Дискавери (411 м), перекрытый лавами миоцена, и конические вулканические горы плиоценового возраста — о. Гоф, подводные горы Адмирал Зенкер (1553 м), РСА (260 м), и Мак Ниш (150 м), тяготеющие к тому рою подводных гор-вулканов, центр которого лежит на продолжении оси Китового хребта. Примечательно, что лавы этих островов имеют щелочной состав, содержат обломки гранитов и гнейсов и характеризуются аномальными соотношениями изотопов Pb и Sr — признак контаминации их кристаллическими породами древнего фундамента, переработанного в процессе рифтогенеза.

Китовый хребт является крупнейшим горным сооружением восточной половины Южной Атлантики. Этот горный массив, глыбовый в своей восточной части, глыбово-вулканический в средней и вулканический в западной части, протягивается в северо-восточном—юго-западном направлении на расстояние 2500 км. Северная часть хребта образует сплошной массив, раздваивающийся на 30° ю.ш. В целом хребт, оконтуриваемый изобатой 4000 м, заканчивается на 7° з.д. глубоководным проходом Вимы с глубинами более 4000 м, отделяющими его от фланга Южно-Атлантического хребта. Именно здесь, на фланге срединно-океанического хребта, располагается большой рой подводных гор, в том числе с островами Гоф и Тристан-да-Кунья.

Блоки, из которых состоит постройка Китового хребта, располагаются кулисообразно. Вершинная поверхность горстовых блоков выровнена абразией в периоды более высокого стояния хребта. Глубины над ней — от 1400 до 2800 м, но отдельные плосковершинные пики поднимаются до меньших глубин.

Осадочный чехол на хребте лежит пятнами: он почти полностью отсутст-

вует на крутых склонах и его мощность очень велика в понижениях фундамента хребта, между отдельными блоками, — до 10 км в грабене, отделяющем хр. Фрио от континента. В остальных частях хребта, уже на удалении от континента, мощность заполнения карманов фундамента — до 2000 м. Акустический фундамент хребта очень ровный, и в этом отношении он сходен с акустическим фундаментом соседних с ним Капской и Ангольской котловин. Как показало бурение, его слагает толща базальтов, переслаивающихся с осадками. Базальты по своему составу щелочные, они не сходны с толеитовыми базальтами осевой зоны Южно-Атлантического хребта и напоминают в этом отношении базальты Восточно-Индийского хребта [Нау, Sibuet et al., 1982]. Базальты и трахитовые туфы северной и южной частей хребта сходны с лавами островов Гоф и Тристан-да-Кунья и вместе с ними сходны с экструзивами Намибии [Рудич, 1983].

Результаты глубинного сейсмического зондирования охватывают лишь верхнюю часть коры Китового хребта и интерпретируются не очень определенно. Они с одинаковыми успехом позволяют рассматривать фундамент хребта как океанический или как континентальный, поскольку по крайней мере верхние 4000 м фундамента сложены породами со скоростями волн 3,0—3,8 и 5,7 км/с [Удинцев и др., 1976а, б]. Полная мощность коры под хребтом, определяемая по сейсмическим и гравиметрическим данным, от 12 до 25 км [Chave, 1979; Goslin, Sibuet, 1975]. Для восточной части хребта методом МОВ ОГТ установлены континентальный тип глубинной структуры фундамента и наклонное падение слоев вулканогенно-осадочной толщи фундамента в сторону океана [Initial Reports..., 1982, vol. 75], столь характерное для многих переходных зон атлантического типа [Hinz, 1981].

Китовый хребет асейсмичен, изостатически уравновешен, но у подножья его нет прогиба поверхности фундамента, что позволяет предполагать региональные погружения. Вдоль него протягивается интенсивная положительная аномалия магнитного поля, несогласная по простиранию с линейными аномалиями переходной зоны Западной Африки.

Историю развития Китового хребта можно представить себе по результатам бурения. 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, последовавшую в период до конца альба, дробление континентальных блоков усилилось. Однако они сохраняли высокое положение, и в следующую фазу излияние покровных базальтов от маастрихта до палеоцена происходило в субэвральных и мелководных условиях. В это время начались опускания в области современной Ангольской котловины с накоплением мелководных эвапоритов апта—альба и сапропелевых сланцев альба—турона. Китовый хребет играл роль края шельфа, лежавшего южнее Ангольской котловины. В ходе продолжавшегося погружения Китовый хребет отставал от ложа Ангольской и Капской котловин и в палеоцене, эоцене, а частью и в олигоцене был все еще сушей или мелководьем, выравнивавшимся абразией. Только в позднем миоцене через барьер Китового хребта в Ангольскую котловину хлынули холодные воды Антарктики.

Тектоническая природа Китового хребта, как и ряда других асейсмичных глыбовых хребтов океана, недостаточно понятна. Альтернативно гипотезам, основанным на концепции тектоники плит [Initial Reports..., 1983, vol. 75, 74], представляется возможным развить представление о нем как о фрагменте древней континентальной платформы, частично переработанной в процессе океанизации. Пространственное положение и простирание Китового хребта логично связать с юго-западным продолжением одного из крупнейших линейментов Африки, идущим от Баб-аль-Мандебского пролива до побережья Атлантического

океана в районе мыса Фрио [Brown, Girdler, 1980; Neev et al., 1982]. На континенте он отмечен так называемой Великой отрицательной аномалией Буге и интерпретируется как зона утонения континентальной литосферы (до 55—36 км и менее). 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 погружающихся несколько различными темпами блоков фундамента — лож Ангольской и Капской котловин. 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 Фриу и до вершины Гвинейского залива западная окраина Центральноафриканской докембрийской глыбы испытывает флексуобразное погружение в сторону ложа Ангольской котловины с образованием серии периокеанических прогибов, осложненных разломами. Часть этих прогибов полностью выполнена осадочным материалом и расположена в пределах береговых равнин суши (бассейны Габона, Нижнего Конго и Кванзы). Другая часть прогибов лежит уже в пределах неширокого здесь шельфа и континентального склона. В фундаменте переходной зоны прослеживаются два-три пологих прогиба, разделенных поднятиями. Восточное из этих поднятий ограничивает прогиб, располагающийся под шельфом, западное обрамляет ступень континентального склона (плато Луанда), лежащего на глубинах от 1700 до 2500 м при ширине около 170 км [Строение..., 1981]. К западу от него нижняя часть континентального склона — континентальное подножье — полого спускается к ложу Ангольской котловины. Фундамент от побережья до внешнего края плато Луанда сложен докембрийскими метаморфическими породами и залегающими на них так называемыми подсолевыми аркозовыми песчаниками, кислыми эффузивами и базальтовыми покровами, аналогичными по-видимому, верхнеюрским базальтам Хоаханас и Каокофелд (168 млн лет) [Austin, Uchupi, 1982]. К западу от плато Луанда акустический фундамент представлен покровами базальтов предположительно позднемелового возраста.

Осадочный клин переходной зоны, образующий аккумулятивную террасу шельфа, и толща осадков в прогибе фундамента под плато Луанда по своему строению сходны со строением осадочных толщ периокеанических прогибов континента — бассейнов Кванза и Габон. По данным скв. 364, 365, верхняя часть разреза сложена неконсолированными осадками от современного до ранне-мелового возраста (580 м). Эти осадки подстилаются консолированными отложениями с соленосной толщей апт-альбского возраста в нижней части; она служит продолжением соленосной толщи береговой равнины бассейнов Кванза и Габон. 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. Мелководный прибрежный характер осадков верхнего мела 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 (вплоть до современных глубин) началось, вероятнее всего, в палеоцене, и амплитуда его достигала 3000 м [Рудич, 1983].

На осадочный клин переходной зоны вблизи устья р. Конго накладывается мощное аккумулятивное тело — конус выноса этой реки, образующий выступ

в нижней части континентального склона; ширина выступа до 170 км. Еще одно мощное аккумулятивное тело континентального подножья (более 3000 м толщиной, до 600 км шириной) примыкает к основанию континентального склона на глубине 2700 м. Его поверхность полого спускается до глубин порядка 5300—5500 м.

Ложе Ангольской котловины оконтурено изобатой 5000 м. В восточной части котловины значительное пространство занято аккумулятивным континентальным подножьем. В средней части на глубинах 5500—5700 м лежит плоская абиссальная равнина шириной примерно 250 миль с мощностью осадков 100—500 м. К западу от нее идет полоса сложного грядового рельефа, отражающего дробление фундамента системой трансокеанических разломов широтного направления, в том числе таких, как Мартин-Вас, Хотспур, Св. Елены, выходящих за пределы восточного фланга Южно-Атлантического хребта. Тонкий (менее 100 м) осадочный покров не маскирует картину дробления. На систему этих разломов накладывается ряд вулканических подводных гор, связанных с крупным линейным северо-восточного—юго-западного направления, который служит продолжением Камерунского разлома Африки.

Возраст акустического фундамента Ангольской котловины установлен бурением лишь в ее юго-западном углу. Скважины 17, 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 [Рудич, 1983]. Обращает на себя внимание выровненность акустического фундамента, позволяющая предположить покровный характер базальтовых полей.

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

Структура фундамента континентальной окраины древней Африканской платформы во входящем углу Гвинейского залива существенно осложнена тем, что здесь происходит наложение периферических прогибов на участки, погруженные вдоль серии разломов. Эти разломы служат восточным продолжением системы приэкваториальных разломов Срединно-Атлантического хребта (разломы Чейн, Романш, Первого Градуса ю.ш., Сан-Паулу) и разломов южного продолжения гигантской мегазоны разломов Африканского континента, получившей название "система Пелузиум" [Neev et al., 1982; Neev, Hall, 1982].

Вдоль восточного берега Гвинейского залива, обращенного к Ангольской котловине, шельф сохраняет небольшую ширину, а континентальный склон образует два выступа: южный из них связан с выходом в океан Камерунского разлома и вулканических построек островов Фернандо-По, Принсипе, Сан-Томе и Аннобон, а более северный связан с дельтой и конусом выноса Нигера. Поверхность склона между этими выступами прорезает подводный каньон Габон, русло которого спускается на глубину до 5000 м к абиссальной равнине Гвинейской котловины.

Узкий шельф Кот-д'Ивуар ограничен на юге восточным продолжением зоны разлома Сан-Паулу, а несколько более широкий шельф Ганы — продолжением зоны разлома Романш. Мощность осадочной толщи в подводной части бассейна Кот-д'Ивуар, сложенной меловыми и кайнозойскими осадками, достигает 5 км. 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 до ложа Гвинейской котловины (глубины 4500—5000 м).

Ложе Гвинейской котловины оконтурено изобатой 5000 м. Восточная часть его занята аккумулятивной абиссальной равниной с глубинами 5134—5144 м. Мощность осадочной толщи этой равнины до 1000—2000 м. В то же время в западной части котловины мощности осадочного покрова резко сокращаются. В рельефе дна отражены приразломные хребты и желоба восточных продолжений трансеканских разломов Шарко, Бенуа, Чейн, Романш, Восточные части экваториальных разломов Атлантики — Романш, Первого Градуса и Сан-Паулу — своими приразломными хребтами отделяют Гвинейскую котловину от лежащей севернее котловины Сьерра-Леоне.

ЗАПАДНЫЙ (ЮЖНО-АМЕРИКАНСКИЙ) СЕКТОР ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Очертания восточной окраины Южной Америки в деталях отличаются от окраины Западной Африки, сохраняя при этом общее сходство. Однако тектоническая природа деталей морфоструктуры противоположащих окраин этих континентов довольно близка: в обоих случаях мы имеем дело с раздроблением краев древних щитов и платформ системой разломов в поздней юре—раннем мелу с формированием ступенчатых блоков, а также системы горстов и грабенов. Раздробление сопровождалось устойчивым, прогрессирующим погружением континентальной окраины в сторону океана и интенсивным магматизмом, два ранних пика которого приходится на окраине Южной Америки на раннемеловое время (лавы Сьерра-Чераль, 110—140 млн лет) и на позднемеловое—раннетретичное время (50—80 млн лет). Как мы видели, подобное раздробление окраины Западной Африки на ступенчатые блоки, горсты и грабены также сопровождалось магматической активностью серии Стромберг (168 млн лет) в конце эпохи Карру (ранняя юра, 190—170 млн лет) и серии Каокофелд (ранний мел, 135—114 млн лет).

По данным бурения, в основании чехла восточной окраины Южно-Американского континента лежит докембрийский фундамент. Сам же чехол состоит из трех свит. Нижняя свита сложена континентальными осадками нижнего мела и траппами эпохи вельдского тафрогенеза. Средняя свита сложена мелководными и (на значительном протяжении континентальной окраины Бразилии) соленосными эвапоритовыми толщами аптского возраста, формировавшимися в условиях внутриконтинентальных заливов и озер. Верхняя свита начинается отложениями прибрежных бассейнов позднего мела, которые постепенно сменяются все более глубоководными осадками современного шельфа и континентального склона, и образует мощный аккумулятивный клин. Он наклонен в сторону океана в форме моноклинали и заполняет прогиб фундамента с образованием аккумулятивной террасы шельфа. Амплитуда прогиба фундамента в основании континентального склона достигает 10—12 км, мощность осадочной толщи на окраине континента — 8—10 км.

Кровля нижней свиты ассоциирует с выявленным сейсмическим зондированием слоем со скоростями сейсмических волн 4,5—6,0 км/с на суше и 5,0—5,6 км/с в пределах подводной окраины континента. Она испытывает погружение в сторону океана. Это тектоническое погружение сопровождалось активизацией сбросов, дробивших фундамент и основание осадочной толщи на ступенчатые блоки. С развитием сбросов была связана субаквальная магматическая активность позднемелового-раннетретичного времени (80—50 млн лет).

В самой южной части западной окраины южной Атлантики лежит островная дуга Скоттия (Южно-Антильская или Южно-Сандвичева), соединяющая Антарктический полуостров Антарктики с южной оконечностью Южной Америки. В состав

дуги входят группы островов Южных Оркнейских, Южных Сандвичевых и о. Южная Георгия, а также скалы Блэк-энд-Шэг и Бервуд на северном широтном отрезке дуги. С хребтом Южно-Сандвичевых островов сопряжен одноименный глубоко-водный океанический желоб с максимальной глубиной 8428 м, в целом оконтуриваемый изобатой 6000 м.

Отмели Южных Сандвичевых островов очень узки, а склоны хребта круты, причем восточный склон сложен внешним поднятием, подобным внешним подводным хребтам островных дуг Тихого океана. Однако группы островов Южных Оркнейских и о. Южная Георгия обладают шельфами шириной до 40—80 миль, и их цоколи в целом имеют почти изометричные, а не вытянутые очертания, напоминая, скорее, блоки краевых плато, чем линейные структуры, характерные для островных дуг. Фундамент островов Южного и Северного хребтов дуги Скоттия слагают верхнепалеозойские и, вероятно, более древние метаморфические осадочные и вулканогенно-осадочные породы, несогласно перекрытые кислыми вулканическими породами юрского возраста. Этот фундамент может быть отнесен к части раннемезозойского складчатого обрамления Гондваны. Восточное звено дуги — хр. Южных Сандвичевых островов — представляет собой цепочку молодых вулканов с лавами кайнозойских андезитов, местами дифференцированных до дацитов и липаритов. Сходство между разрезами Патагонских Анд и Антарктического полуострова послужило основанием для представлений о бывшей связи между ними. Однако разрезы островов Южных Оркнейских и Южной Георгии менее сходны с ними, и связь между Южно-Американскими Кордильерами и Кордильерами Западной Антарктиды осуществлялась, скорее, напрямую через пролив Дрейка, чем через дугу Скоттия, образовавшуюся в середине мела. Сейсмическая активность в разных частях дуги различна: она весьма интенсивна в звене Южно-Сандвичева хребта и незначительна в звеньях Южного и Северного хребтов Скоттия; это позволяет предполагать различную природу упомянутых хребтов. Если Южно-Сандвичев хребет может быть отнесен к числу типичных активных островных дуг, то последние два являются почти асейсмичными блоковыми хребтами, связанными с зонами разломов, нарушивших связь между Антарктидой и Южной Америкой.

К северу от дуги Скоттия начинается подводная окраина континента Южной Америки. Континентальный шельф у берегов Огненной Земли и Патагонии образует широкий выступ, в основании которого лежит Мальвинская платформа. На ней располагаются Фолклендские (Мальвинские) острова, сложенные умеренно деформированными палеозойскими отложениями. Далее к востоку продолжением этого выступа служит огромное краевое Мальвинское (Фолклендское) плато, отделяемое от Северного хребта Скоттия Мальвинским желобом с глубинами более 3500 м. Желоб заполнен осадочной толщей, верхние горизонты которой смяты в складки.

Глубины на Фолклендском плато от 2000 до 3000 м, но в самой восточной части плато находится банка Мориса Юнга с глубинами менее 1500 м. Северный край Фолклендского плато ограничен крутым сбросовым обрывом — Фолклендским эскарпом, у подножья которого глубины превышают 6000 м. Фолклендский эскарп является частью огромной зоны разлома Фолкленд-Агульяс, пересекающей всю Южную Атлантику.

Фундамент Мальвинского (Фолклендского) плато слагает комплекс пород докембрийского и раннепалеозойского возраста. Осадочный чехол на плато, пройденный скважинами, представлен внизу субаэральными средне-верхнеюрскими осадками, залегающими на размытой поверхности фундамента. Умеренное погружение плато отмечается в скв. 330 появлением осадков эпиконтинентального шельфа у поднятий, прерванных незначительными погружениями в альбе, а с палеоцена—олигоцена плато постепенно погружается, хотя на нем все еще сохраняются условия краевого моря. Несогласно залегающие осадки плейстоцена

отмечают погружения до современных глубин; амплитуда погружения, начиная с олигоцена, достигает примерно 3000 м.

Мощная осадочная толща (до 10 км) заполняет Мальвинский желоб между южным краем плато и Северным хребтом Скоттия. Верхняя свита осадочного заполнения Мальвинского желоба смята в складки, что дает основания предполагать там условия сжатия, возможно вследствие смещения к северу массива Северного хр. Скоттия [Ludwig, Rabinovitz, 1982].

К северу от Фолклендских островов континентальный шельф имеет ширину порядка 300—400 км. Край шельфа лежит на глубинах около 400 м, но по мере движения к северу глубина его приближается к обычной, а ширина уменьшается. Поверхность континентального склона, сильно изрезанного подводными каньонами, полого спускается к ложу Аргентинской котловины. Основание склона лежит примерно на глубинах 3000 м; ниже идет пологая поверхность континентального подножья. Кровля фундамента глубоко прогнута под континентальным склоном и подножьем, погружаясь там до глубины 12 км. Аккумулятивный клин, заполняющий прогиб, имеет мощность 8—10 км. Прогиб фундамента совпадает с общей для всей Южной Америки системой грабенов, ориентированных вдоль восточной окраины континента и наложенных в ее южной части на подводные продолжения домеловых континентальных бассейнов, как, например, бассейн Рио-Колорадо. Однако в структуре фундамента здесь нет продольных горстовых поднятий, которые играли бы роль седиментационных барьеров, препятствующих сбросу осадочного материала. Видимо, этим можно объяснить локализацию клина послемеловых осадков в области континентального склона и его подножья.

К северу от устья р. Ла-Платы шельф сужается. Морфология континентального склона к северу от берегов Уругвая и Южной Бразилии осложнена существованием крупнейшего краевого плато Южной Америки — плато Сантос (плато Сан-Паулу). Это плато имеет две ступени. Верхняя ступень лежит к югу от Рио-де-Жанейро на глубинах от 2000—2500 до 3000 м. Нижняя ступень располагается на глубинах порядка 4000 м. Очертания верхней ступени определены на севере и юге четкими широтными уступами континентального склона. Восточный край обеих ступеней ограничен уступами почти меридионального простирания — общего простирания континентального склона всей Восточной Бразилии на участке от Рио-де-Жанейро до Натала. Узкий желоб с глубинами до 4600 м отделяет плато Сантос от подводной возвышенности Риу-Гранди. В то же время южный край нижней ступени, имеющий извилистые очертания, выражен менее четко, и склон плато постепенно переходит в ложе Аргентинской котловины.

Шельф зал. Сан-Паулу и верхняя ступень плато Сантос подстилаются мощным (около 6 км) осадочным телом, известным в своей шельфовой части под названием бассейн Сантос. Оно заполняет прогиб фундамента, ограничиваемый у южного края верхней ступени плато Сантос поднятием фундамента в хр. Сан-Паулу. Мощность осадочного чехла на нижней ступени плато Сантос не более 2 км. Кровля фундамента бассейна Сантос и верхней ступени плато Сантос характеризуется скоростями сейсмических волн 6,07—6,57 км/с и погружена на глубины до 8 км. ось прогиба примерно соответствует уступу континентального склона между шельфом и верхней ступенью плато. Кровля фундамента нижней ступени плато характеризуется скоростями 4,28—4,5 км/с.

В строении осадочного чехла плато Сантос, вскрытого в юго-восточном углу верхней ступени скв. 356 и на южном склоне нижней ступени скв. 358, прослеживаются слои, сопоставимые по своим фациальным условиям со слоями осадочного заполнения бассейна Сантос. Над верхней ступенью плато из бассейна Сантос прослеживается также без видимых нарушений докембрийский

фундамент. Сходство условий осадконакопления и фациальных условий бассейна Сантос и плато Сантос свидетельствует о структурной общности континентального шельфа и плато Сантос вплоть до позднего мела. С момента окончания накопления аптских эвапоритов (106 млн лет назад), толща которых прослеживается и в бассейне Сантос, и под верхней ступенью плато, эта связь начинает нарушаться, и разделяемые разломами ступенчатые блоки фундамента континентальной окраины прогрессивно погружаются до современных глубин океана. В кайнозое осадконакопление на всем пространстве подводной окраины континента происходит уже в условиях открытого моря. В это время в бассейне Сантос накапливаются мощные толщи терригенных песчано-глинистых осадков, образующих аккумулятивную террасу современного шельфа, так как на обеих ступенях плато Сантос осаждаются пелагические карбонатные илы. При этом образование желоба вдоль подножья южного склона хр. Сан-Паулу вызвано эрозией контурным придонным течением.

Акустический фундамент нижней ступени плато Сантос обычно рассматривается в качестве второго слоя коры океанического типа, однако кажется более правильным идентифицировать его с базальтовыми покровами позднемелового-раннетретичного возраста, формирование которых сопутствовало образованию разломов и погружению окраины континента в послекампанское время.

В структуре фундамента плато Сантос важную роль играют разломы широтного направления, определяющие направление уступов континентального склона. Южный уступ верхней ступени лежит на западном продолжении трансокеанского разлома Риу-Гранди, который протягивается далее к западу по южному краю бассейна Сантос и прослеживается на протяжении 200 км на суше по южному краю массива Понта Гросса. Уступ континентального склона у северного края верхней ступени также связан с широтным трансокеаническим разломом 24° ю.ш. и прослеживается на суше в зоне разломов Таксагуара и Парананама.

К северу от зал. Сан-Паулу и до устья р. Жекитиньонья морфология подводной окраины континента сохраняет сложный характер. Близ г. Витория шельф сужается до 50 км, а к северу до 20° ю.ш. он образует два выступа: банку Аброльюс (Альбатрос) шириной до 170 км и банку Королевы Шарлотты шириной до 100 км. Континентальный склон разбит на ряд уступов и ступеней и осложнен отходящими на восток от южного края банки Аброльюс подводным хребтом, вдоль которого располагается цепочка вулканических гор, протягивающаяся вплоть до островов Тринидад и Мартин-Вас на востоке, уже на ложе океана. Этот хребет соответствует западному окончанию трансокеанического разлома Мартин-Вас. Северный край банки Аброльюс также ограничен западным окончанием трансокеанического разлома Хотспер. Грабен, разделяющий банки Аброльюс и Королевы Шарлотты, по-видимому, связан с западным окончанием трансокеанического разлома Св. Елены. К северу от банки Королевы Шарлотты шельф сужается до 20—10 км и представляет собой узкую абразионную террасу. Континентальный склон круто (4—20°) падает к глубинам 4000—4300 м и лишен аккумулятивного подножья.

Очертания края шельфа и общее направление континентального склона от зал. Сан-Паулу до Натала находятся в очевидной связи с системой перикратонных разломов, заложенных в Приатлантической зоне погружений Гвиано-Бразильского щита в конце юрского периода. Система параллельных побережью грабенов и горстов докембрийского фундамента отмечается здесь как на суше, так и на подводной окраине. На суше грабены Сержипе-Алагоас, Сан-Франсиску, Москайра, Баяя служили ловушками для осадочного материала и препятствовали его выносу на континентальный склон. На подводной окраине горсты образуют внешние края банок Аброльюс и Королевы Шарлотты, а грабены внутренних частей заполнены осадками, вклю-

чающими слою эвапоритов. К северу от 10° ю.ш. у восточного выступа континента шельф также очень узок, а на склоне лежит неширокое (около 70 км) краевое плато Пернамбуко (Ресифи). Строение его сходно со строением описанных выше банок Аброльюс и Королевы Шарлотты. Поверхность плато находится на глубинах от 400 до 2400 м. Плато имеет почти прямоугольную форму. Очертания его определяются сбросами. На юге плато ограничено западным продолжением транскеанического разлома Пернамбуко, который прослеживается на суше в линеаменте Пернамбуко с магматическими телами мелового возраста; на севере оно ограничено вероятным продолжением транскеанического разлома Вознесения, заканчивающегося на суше в линеаменте Патос. Внешний край плато образован горстом докембрийского фундамента, а внутренняя его часть представляет собой грабен, заполненный осадками с возрастом от нижнего мела до современных мощностью около 1000 м. Отсутствие в основании континентального склона аккумулятивного подножья связано с ограниченным поступлением материала с континента. В осадочном заполнении грабена внутренней части плато Пернамбуко нет аптских эвапоритов, что характерно также и для грабенов на суше к северу от линеаamenta Пернамбуко. Возможно, это отражает связь окраины Северной Бразилии с тем структурным барьером Экваториальной Атлантики, который ограничивал с севера область развития эвапоритов Южной Атлантики в ранне-меловое время.

Аргентинская котловина имеет очертания, несимметричные очертаниям противолежащей ей на восточной стороне Южно-Атлантического хребта Капской котловины. К северу от Фолклендского плато юго-западная часть Аргентинской котловины глубокоим заливом вдается в пределы континентального массива Южной Америки. Котловины оконтуривает изобата 4500 м. Рельеф ложа этой большой котловины разнообразен. Наибольшие глубины (до 6200 м) связаны с желобом Фолклендско-Агульясского транскеанического разлома. Приразломный Фолклендский хребет лежит к востоку от Фолклендского плато, и его гребень поднимается до глубин менее 3000 м (2582, 2846 м). К югу от этого хребта примечательны два глыбовых хребта — Ислас-Оркадас и Северо-Восточный Джорджиа, — параллельных друг другу и оси Южно-Атлантического хребта. В центральной части котловины находится едва заметное в глубинах дна, но отвечающее очень широкому своду фундамента Аргентинское поднятие с конической горой-вулканом Лонарди в середине этого поднятия. Прогобы фундамента располагаются вдоль подножья континентального склона и заполнены мощными (до 4000—6000 м) аккумулятивными толщами континентального подножья и трех главных секций Аргентинской абиссальной равнины, под которыми мощность чехла до 2000 м. В восточном направлении мощность осадочного покрова на ложе котловины постепенно убывает (менее 1000 м на 30° з.д.) и становится ничтожно малой на 20° з.д. при подходе к флангу Южно-Атлантического хребта. Соответственно этому ровная или слегка волнистая поверхность аккумулятивных равнин сменяется к востоку от 30° з.д. холмистым рельефом, а от 20° — грядово-желобным. Следует отметить, что рельеф акустического фундамента ложа котловины отличается от грядово-желобного рельефа Южно-Атлантического хребта.

Характерной особенностью Аргентинской котловины является широкое развитие флювио-аккумулятивных хребтов — дрейфов, возвышающихся над ложем на 100—150 м. Их образование связано с холодными придонными контурными и вихревыми течениями, идущими из Антарктики. Скважина глубоководного бурения 514 в юго-восточной части котловины достигла базальтов акустического фундамента, на которых залегают глубоководные осадки от олигоцена до современных. В северной части котловины скв. 358 вскрыла относительно мелководные осадки верхнего мела, но не достигла акустиче-

ского фундамента. По характеру осадков и органических остатков устанавливается интенсивное погружение фундамента в период с раннего маастрихта до среднего эоцена. Признаки вторжения в котловину относительно холодных антарктических вод обнаруживаются в эоцене; еще более холодные воды проникают в миоцене. Морфологическим барьером между Аргентинской и Бразильской котловинами служит выступ континентального склона с краевым плато Сан-Паулу, возвышенность Риу-Гранди и приразломные гряды на западном продолжении поперечных разломов Южно-Атлантического хребта примерно на 35° ю.ш.

Возвышенность Риу-Гранди оконтурена изобатой 4000 м и имеет округлые очертания; выровненная вершинная поверхность — плато Риу-Гранди — лежит на глубинах порядка 1500—2500 м. Отдельные вулканические пики поднимаются до глубин 647 и 683 м. Вершинная поверхность плато покрыта слоем осадков мощностью до 1250—2500 м. Акустический фундамент сложен породами со скоростями сейсмических волн 3,5 км/с и мощностью не менее 1000 м. Их можно интерпретировать как толщу базальтовых лав, переслаивающихся с осадками, или как уплотненные осадочные породы континентального фундамента. По данным пробуренных на возвышенности скважин, в коньяк-сантонское время возвышенность представляла собой высокую сушу, остров или часть континентальной окраины, где в позднем мелу произошли излияния базальтов, сходных по составу с базальтами Исландии. В среднем эоцене здесь было мелководье или, возможно, оставалась еще суша, связанная с континентом, откуда в осадки поступали кварц, плагиоклаз и полевой шпат. В позднем эоцене связь с континентом нарушается из-за образования желоба — грабена Риу-Гранди (Вима) с глубинами до 4300 м, сквозь который в Бразильскую котловину устремились холодные придонные антарктические воды из Аргентинской котловины. Высокое мелководное положение возвышенности сохранялось до раннего миоцена, и только в среднем миоцене она погружается на современные глубины.

К возвышенности Риу-Гранди с востока примыкает узкий глыбовый хребет, вытянутый примерно вдоль 30° з.д. Он оконтурен изобатой 4000 м, а вершины его гребня поднимаются до глубин 1455, 2442 и 2399 м. Его ориентированность параллельно простиранию Южно-Атлантического хребта вызывает представление о связи его с зоной краевых дислокаций между расширяющимися флангами этого хребта и устойчивой платформой ложа Аргентинской котловины. Именно этой зоне соответствуют интенсивные и относительно долгопериодные аномалии магнитного поля, тогда как к западу от нее начинается зона спокойного поля.

Бразильская котловина характеризуется глубинами более 4500 м. В ее западной части лежит широкое аккумулятивное континентальное подножье, сформированное в значительной мере за счет роста флювио-аккумулятивных хребтов — дрейфов Альмейда и Параиба с мощностью осадочной толщи до 1600 м. К востоку от нее лежит абиссальная равнина Пернамбуко с глубинами 5500—5750 м. Однако мощность осадочного покрова под ней невелика — порядка 200—300 м, а к востоку от нее становится еще меньше — 150—170 м. Поверхность акустического фундамента здесь ровная, и поэтому, несмотря на малую мощность покрывающего его осадочного чехла, рельеф дна имеет равнинный характер. В пределах котловины со стороны континентального склона Южной Америки далеко вдается гряда вулканических гор, связанная с западной частью трансокеанического разлома Мартин-Вас. На разломе Св. Елены отмечены отдельные вулканические горы. В скважинах, пробуренных в Бразильской котловине, установлены относительно глубоководные условия накопления осадков, залегающих на базальтах акустического фундамента и образованных в западной части котловины в кам-

пане, а в ее восточной части — в среднем эоцене. В последующее время глубины котловины возросли на 2000—3000 м. В позднем эоцене—олигоцене произошло вторжение холодных антарктических вод [Initial Reports..., 1969—1984, vol. 3, 4, 39, 72; Рудич, 1983].

АНТАРКТИЧЕСКАЯ АТЛАНТИКА

В Антарктической Атлантике лежит котловина морей Уэддела и Лазарева. Эта котловина, в сущности, является западной половиной Антарктической котловины южных частей Индийского и Атлантического океанов. Условная граница между Индийским и Атлантическим океанами, проходящая от мыса Игольного на юг по 20-му меридиану, не отмечена каким-либо поднятием дна в этой котловине, которое могло бы служить морфологическим рубежом.

Перекрытый ледниками континентальный шельф Земли Королевы Мод, представляющий собой окраину древней платформы, имеет ширину порядка 50—70 км, но в свободной ото льда части очень узок — всего несколько миль шириной. Внешний край шельфа лежит на глубине около 500 м. Континентальный склон в этой части океана имеет сложный рельеф: поверхность его изрезана многочисленными каньонами. Примечателен подводный хр. Астрид, вытянутый примерно вдоль 11° в.д. Вершинная поверхность хребта выровнена и полого опускается до глубины 2000 м. Северное продолжение хребта составляют несколько блоков, ориентированных в северо-восточном направлении. Судя по простираниям, можно предполагать связь их с трансокеаническими разломами, пересекающими Африкано-Антарктический хребет и уходящими на север к Мозамбикскому хребту. Западнее хр. Астрид, между 0° и 10° з.д., имеется еще один выступ континентального склона с более массивными очертаниями. К северу от него, отделяясь от подножья склона глубинами более 4000 м, лежит возвышенность Мод, по морфологии сходная с плато Агульяс, лежащим к северу от Африкано-Антарктического хребта. Вершинная поверхность возвышенности Мод выровнена и находится на глубинах от 1500 до 3000 м.

Континентальный склон Земли Королевы Мод крут в своей верхней части, на глубинах до 4000 м, а ниже переходит в пологую поверхность континентального подножья, пересекаемую желобами суспензионных потоков с характерными прирусловыми валами. На глубинах порядка 4900—5300 м лежит абиссальная равнина Уэддела. Ширина ее около 250 км; она протягивается с востока на запад на расстояние более 1500 миль. Мощность осадочной толщи под ней порядка 1000 м, а в аккумулятивном теле континентального подножья достигает 3000—3500 м.

Континентальный шельф в заливе моря Уэддела очень широк: только перекрытая шельфовым ледником Ронне его часть имеет ширину до 600 км, а свободная от ледника часть — еще 500 км. Широкий шельф продолжается и дальше, вдоль восточной стороны Антарктического полуострова. Континентальный склон имеет на всем этом участке плавные очертания и прорезан рядом каньонов. Вдоль подножья континентального склона протягиваются два огромных аккумулятивных хребта, созданных придонными течениями: дрефт Эндуранс и дрефт Сан-Мартин. В районе 25° з.д. над равниной Уэддела поднимаются плосковершинные горы Ислас-Оркадас. Глубины над вершинами самых высоких из них: 1184, 2757, 1690 м. К югу от них прослеживается цепочка холмов высотой в несколько сотен метров и две горы с глубинами вершин 2310 и 3601 м. Все они являются выступами фундамента над аккумулятивной равниной.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Ч. 1. 310 с.
- Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л.: Недра, 1985. 247 с.
- Кара В.И., Мамошкина К.Н., Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла и фундамента подводной возвышенности Сьерра-Леоне по данным МОГТ: (Экваториальная Атлантика) // Геотектоника. 1985. N 3. С. 38—49.
- Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Удинцев Г.Б.* Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании строения земной коры океанов // Приклад. геофизика. 1977. Вып. 86. С. 71—36.
- Кунин Н.Я., Усенко С.В.* Латеральные неоднородности верхней мантии и вопросы районирования литосферы северной части Атлантического океана: Препр. Ин-та физики Земли им. О.Ю. Шмидта, N 19. М., 1983. 27 с.
- Ларин В.Н., Соловьева И.А.* Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, N 6. С. 1437—1441.
- Рудич Е.М.* Движущиеся материка и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.
- Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. Ч. 1/2. 846 с.
- Строение и нефтегазоносность окраин континентов / А.Н. Волков, А.А. Гагельганц, А.Ю. Юнов и др. М.: Недра, 1981. 250 с.
- Удинцев Г.Б., Ельников И.Н., Лунарский Г.Н., Красильщикова Г.Н.* Сейсмические наблюдения методом преломленных волн на хребте Китовый // Океанология. 1976а. Т. 16, вып. 3. С. 468—472.
- Удинцев Г.Б., Ельников И.Н., Лунарский Г.Н.* и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования к юго-западу от Азорских островов // Там же. 1976б. Т. 16, вып. 4. С. 630—633.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Шека С.А., Куренцова Н.А.* Магматические комплексы океанов // Сов. геология. 1981. N 11. С. 67—76.
- Austin J.A., Uchupi E.* Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 9. P. 1328—1347.
- Bonatti E., Honnorez J.* Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic ridge // Science. 1971. Vol. 174. P. 1329—1331.
- Brown C., Girdler R.W.* Interpretation of African gravity and its implication for the break-up of the continents // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol. 85, N 11. P. 6443—6455.
- Chave A.D.* Lithospheric structure of the Walvis ridge from Ray-leigh wave dispersion // Ibid. 1979. Vol. 84, N 12. P. 6840—6848.
- Detrick R.S., Gormier M.H., Prince R.A.* et al. Seismic constraints on the crustal structure within Vema fracture zone // Ibid. 1982. Vol. 87, N 13. P. 10599—10612.
- Fox P.J., Heezen B.C., Johnson G.I.* Jurassic sandstone from the Tropical Atlantic // Science. 1970. Vol. 170. P. 1402—1404.
- Goslin J., Sibuet J.C.* Geophysical study of the Easternmost Walvis ridge, South Atlantic: deep structure // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 6. P. 1713—1724.
- Grandstein F.M., Grant A.C., Jansa L.F.* Grand Banks and J-anomaly ridge: a geological comparison // Science. 1977. Vol. 197, N 4308. P. 1074—1076.
- Hay W.W., Sibuet J.C.* et al. Sedimentation and accumulation of organic carbon on the Angola basin and on Walvis ridge: Preliminary results of Deep Sea Drilling Project Leg 75 // Bull. Geol. Soc. Amer. 1982. Vol. 93, N 10. P. 1038—1050.
- Hinz K.* A hypothesis on terrestrial catastrophes: Wedges of very thick ocean ward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and paleoenvironmental significance // Geol. Jahrb. E. 1981. Bd. 22. S. 3—28.
- Houtz R., Ewing J.* Upper crustal structure as a function of plate age // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 14. P. 2490—2498.
- Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project. Wash.: US Gov. print. off., 1969—1984. Vol. 3, 4, 12, 13, 39, 41, 47, 48, 72, 80.
- Keen C.E., Barrett D.L.* Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of Eastern Canada: crustal structure thermal evolution and subsidence history // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 65. P. 443—465.
- Kumar N.* Sediment distribution in Western Atlantic off Northern Brazil — structural controls and evolution // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1978. Vol. 62, N 2. P. 273—294.
- Lawer L.A., Dick H.J.R.* The American Antarctic ridge // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 10. P. 81—93—8202.
- Leher P., de Ruiter P.A.C.* Structural history of Atlantic margin of Africa // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. Vol. 67, N 7. P. 961—981.
- Ludwig W.L., Rabinowitz Ph.D.* The collision complex of the North Scotia ridge // J. Geophys. Res. B. 1982. Vol. 87, N 5. P. 3731—3740.
- Neev D., Hall J.K.* A global system of spiralling geosutures // Ibid. Vol. 83, N 13. P. 10689—10708.
- Neev D., Hall J.K., Saul J.M.* The Pelusium megasphear system across Africa and associated lineament swarms // Ibid. Vol. 87, N 2. P. 1015—1030.
- Pittman W.C.* Passive continental margins: A review // Contributions in tectonophysics, 1983: US Nat. rep. 1979—1982 Amer. Geophys. Union, 1983. P. 1520—1527.
- Rona P.A.* Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centres // Earth-Sci. Rev. 1984. Vol. 3. 73 p.
- Rona P.A., Harbison R.N., Bassinger B.G.* et al. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat. 26°N) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 5. P. 661—674.

Sullivan K.D. The Newfoundland basin: Ocean-Continent boundary and Mesozoic sea-floor spreading history // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 321—339.

Tucholke B.E., Houtz R.E., Ludwig W.J. Maps of sediment thickness and depth to basement

in the Western North Atlantic Ocean basin // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. 203 p.

Tucholke B.E., Ludwig W.J. Structure and origin of the J-anomaly ridge, Western North Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res. B.* 1982. Vol. 87, N 11. P. 9389—9407.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Индийский океан находится в окружении четырех материков — Африки, Азии, Австралии и Антарктиды, которые в основном образуют его естественные границы. Граница с Атлантическим океаном проводится по меридиану от южной оконечности Африки; с Тихим — по меридиану от южной оконечности о. Тасмания. Дно Индийского океана изобилует самыми разнообразными морфоструктурами — это срединно-океанические хребты, гигантские линейные и изометричные в плане подводные возвышенности, множество крупных и мелких островов, глубоководные котловины, окраины как атлантического, так и тихоокеанского типа [Heezen, Tharp, 1966].

Структура Индийского океана определяется тремя срединными хребтами, делящими ложе океана на три главных сектора — западный, или Африканский, юго-западный, или Антарктический, и северо-восточный, или Азиатско-Австралийский.

СРЕДИННО-ИНДООКЕАНСКИЕ ХРЕБТЫ

Срединные хребты Индийского океана расходятся из района тройного сочленения, расположенного юго-восточнее о. Родригес, на северо-запад, юго-запад и юго-восток. В.Ф. Канаевым [1979] для обозначения каждой из трех ветвей были предложены названия: Северо-Западный, Юго-Западный и Юго-Восточный Срединно-Индоеокеанские хребты. В свою очередь, каждая из этих ветвей делится по простиранию на две основные части (сегменты): северо-западная ветвь — на Срединно-Аденский и Аравийско-Индийский хребты; юго-западная — на Западно-Индийский и Африкано-Антарктический хребты; юго-восточная — на Центральноеиндийский хребет и Австрало-Атлантическое поднятие.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СРЕДИННО-ИНДООКЕАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Срединно-Аденский хребет, или хр. Шеба (длиной около 1800 км), протягивается от разлома Оуэн в запад-северо-западном направлении и севернее о. Сокотра меняет свое простирание на запад-юго-западное. Он состоит из множества отдельных сегментов, смещаемых трансформными разломами диагонального (относительно оси хребта) северо-восточного простирания; их продолжение прослеживается и в пределах континентального обрамления. Наиболее крупным из них является разлом Алула-Фатрак, к которому приурочен одноименный желоб длиной около 250 км. Относительная высота хребта — 1,5—2 км, ширина — 180—250 км. В осевой части хребта выделяется неглубокая (максимальная глубина 4140 м) рифтовая долина шириной 8—13 км. Мощность коры океанического типа под срединным хребтом — 4—6 км, на его периферии — 10—12 км. В магнитном поле выделены аномалии 1—5 в восточной части Аденского залива и 1—3 — в западной, причем между краевой аномалией и континентальным подножием выявлена зона спокойного магнитного поля, рассматриваемая как область коры "переход-

ного” типа. В целом хребет отличается высокой сейсмичностью и повышенными значениями теплового потока.

Аравийско-Индийский хребет общей длиной около 4000 км протягивается в субмеридиональном направлении от района тройного сочленения до экватора (разлом Академика Вернадского), где он плавно изгибается, и далее до разлома Оуэн имеет уже северо-западное простирание (хр. Карлсберг в западной литературе). Ширина хребта — 250—600 км, превышение над дном окружающих котловин — 1,5—2 км. Его характерная особенность — наличие осевой рифтовой долины с глубинами 4—6 км шириной 20—30 км.

На всем своем протяжении Аравийско-Индийский хребет раздроблен поперечными трансформными разломами северо-восточного простирания. В северной части хребта немногочисленные разломы ориентированы практически по нормали к рифтовой долине; как видимая горизонтальная, так и вертикальная амплитуды смещений по ним невелики. Южнее разлома Академика Вернадского, который представляет собой зону разломов протяженностью около 600 км, шириной 150 км и суммарной величиной видимого горизонтального смещения около 120 км [Каляев и др., 1979], хребет разбит разломами на блоки шириной 100—300 км с видимым горизонтальным смещением друг относительно друга до 200 км. Рифтовые долины в этой части хребта имеют главным образом субмеридиональное простирание и расположены под острым углом к трансформным разломам. Наиболее крупные из них выражены в виде узких линейных впадин протяженностью 500—700 км, относительной глубиной 2—3,5 км и шириной до нескольких десятков километров (желоба Витязя, Вимы, Арго и Мария-Целеста).

В результате драгировок в бортах рифтовой долины подняты типичные для срединных хребтов толеитовые базальты; в зонах трансформных разломов — также щелочные оливиновые базальты, а из ультраосновных пород — лерцолиты, дуниты и тальк-актинолиты.

Аравийско-Индийский хребет характеризуется расчлененным магнитным полем. Амплитуда аномалий над рифтовой долиной от +200 до -650 гамм. Линейные магнитные аномалии идентифицированы лишь в северной части хребта (1—5). По данным ГСЗ [Непрочнов, 1976], в рифтовой долине на поверхность дна выходят породы со скоростью 5,0—5,5 км/с, мощностью 2,5—3,3 км. Мощность подстилающего слоя со скоростью 7,2—7,5 км/с составляет 6—8 км. На одном из профилей выделен слой со скоростью около 9 км/с, залегающий на глубине 11 км.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ СРЕДИННО-ИНДООКЕАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Западно-Индийский хребет протягивается от точки тройного сочленения на юго-запад до островов Принс-Эдуард. Его юго-западное продолжение носит название Африкано-Антарктического хребта. Ширина хребта на всем его протяжении — 350—500 км, относительная высота — 2,5—3 км, в районе котловины Агульяс — до 4 км. Отдельные вершины расположены на глубинах 0,25—0,5 км.

Характерной чертой этой ветви срединных хребтов является отсутствие осевой рифтовой долины и осевой магнитной аномалии. Трансформные разломы достоверно выделены лишь на 57°30' и 60°30' в.д. [Tapscott et al., 1980], где они имеют субмеридиональное простирание, а также в районе островов Принс-Эдуард, где их простирание меняется на север-северо-восточное [Bergh, Norton, 1976]. Расстояние между соседними разломами здесь 150—450 км, ось хребта расположена по отношению к ним косо (около 70°). Предполагается, что трансформные разломы в этом районе на некоторых этапах истории хребта служили зонами небольшого горизонтального расширения.

Сейсмичность Юго-Западного Срединно-Индоканского хребта очень высока. Эпицентры землетрясений приурочены к его узкой осевой части. Строение земной коры Западно-Индийского хребта, по данным ГСЗ, сходно с описанным выше разрезом коры Аравийско-Индийского хребта [Непрочнов, 1976].

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ СРЕДИННО-ИНДОКАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Центральноиндийский хребет протягивается на 2000 км в юго-восточном направлении от района тройного сочленения до трансформного разлома Амстердам. Ширина хребта — 700—900 км, относительная высота — около 1,5 км, что существенно меньше высоты других срединных хребтов. Сравнительно неглубокая (с максимальной глубиной 4245 м) рифтовая долина хорошо выражена на отдельных участках хребта. Вершины наиболее высоких гор расположены на глубинах 2—2,5 км, а в его юго-восточной части поднимаются высоко над водой, образуя вулканические острова Амстердам и Сен-Поль, сложенные молодыми базальтами и риолитами.

Центральноиндийский хребет рассечен трансформными разломами северо-восточного простирания, часть из которых, включая разлом Амстердам, прослеживается далеко на восток — в пределы Центральной котловины, южной части Восточно-Индийского хребта и, возможно, Западно-Австралийской котловины [Милановский и др., 1982]. Величина горизонтального смещения под ним — 100—150 км, по разлому Амстердам — 300 км.

Согласно данным ГСЗ по трем профилям [Непрочнов, 1976], в пределах Центральноиндийского хребта в отличие от других срединных хребтов Индийского океана под слоем со скоростью 4,4—5,3 км/с мощностью 2—3 км залегают породы со скоростью 6,7 км/с.

Австрало-Антарктическое поднятие представляет собой юго-восточное продолжение Центральноиндийского хребта, от которого оно отделено разломом Амстердам. Протяженность поднятия — около 5500 км, ширина в восточной и центральной частях — 800—1000 км, в западной — до 1500 км, что значительно превышает ширину других Срединно-Индоканских хребтов. Общее простирание его западной части (до 110° в.д.) восток-юго-восточное. Для Австрало-Антарктического поднятия характерно отсутствие осевой рифтовой долины. Гребень хребта, как правило, хорошо выражен в рельефе, а также в магнитном поле в виде аномалии с амплитудой 700—1000 гамм. Простирание трансформных разломов меняется от северо-восточного в западной части до субмеридионального в центральной. Амплитуда горизонтального смещения по ним редко превышает 100 км. На участке между 120 и 128° в.д. поднятие пересечено наложенной зоной многочисленных поперечных разломов с признаками растяжения в широтном направлении, т.е. в направлении простирания самого поднятия [Соловьева, 1980].

Существенно отличается строение восточной части Австрало-Антарктического поднятия, где смещение его гребня по эшелонированным трансформным разломам субмеридионального и север-северо-западного простирания достигает 300—500 км.

РАЙОН ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

Район тройного сочленения срединных хребтов Индийского океана расположен приблизительно на 25° ю.ш. и 70° в.д. В результате приведенных в последние годы исследований [Tarscott et al., 1980] установлено, что Аравийско-Индийский и Центральноиндийский хребты в этом районе обладают отчетливо выраженной осевой рифтовой долиной, смещаемой многочисленными трансформными разломами на 10—30 км. Простирание рифтовой долины в этих хребтах близкое: в Аравийско-Индийском хребте — 330°, в Центральноиндийском — 320°. В Западно-Индийском хребте рифтовая долина и тран-

сформные разломы не выражены; в отличие от двух соседних хребтов, где на изученном участке идентифицированы магнитные аномалии 1—5, здесь выделены лишь аномалии 1—2. Если полные скорости спрединга за последние 10 млн лет для Аравийско-Индийского хребта — 6 см/год, а для Центрально-индийского — 5 см/год, то для смежного участка Западно-Индийского — только 1,5 см/год. "Треугольник скоростей" оказывается, таким образом, замкнутым, что свидетельствует о том, что в настоящее время в районе тройного сочленения сходятся три активных (хотя и в различной степени) срединных хребта; однако на протяжении значительной части кайнозоя спрединг в зоне Западно-Индийского хребта почти полностью прекращался, и последний мог играть в это время роль крупнейшего трансформного разлома.

АФРИКАНСКИЙ СЕКТОР

Африканский сектор ложа Индийского океана с запада ограничен континентальным подножием Африки, с востока и северо-востока — Аравийско-Индийским хребтом, с юго-востока — Юго-Западным Срединно-Индоеврейским хребтом. Характерной чертой этого сектора является наличие сравнительно небольших глубоководных котловин — Сомалийской, Маскаренской, Мозамбикской, Гранской и Агульяс, разделенных крупными поднятиями — Маскаренским, Мадагаскарским и Мозамбикским хребтами и плато Агульяс. Такая расчлененность, а также присутствие множества мелких вулканических островов и обширного о. Мадагаскар создают сложную мозаичную морфоструктуру Африканского сектора.

Самая северная, Сомалийская, котловина заключена между побережьем Сомали, Кении и Танзании на северо-западе и Аравийско-Индийским хребтом на северо-востоке. На юге границами служат Коморские, Фаркуар и Амирантские острова и северо-восточный склон подводного Маскаренского хребта. Дно котловины в западной части представляет собой аккумулятивную равнину; на востоке, по мере приближения к Аравийско-Индийскому хребту, рельеф становится холмисто-грядовым. Мощность осадков сокращается в восточном направлении от 1,5—2 км у континентального подножия Африки до 0,2—0,5 км у подножия Аравийско-Индийского хребта. По данным бурения, фундамент в западной части котловины представлен верхнемеловыми базальтами, в центральной и восточной — эоценовыми.

По данным ГСЗ [Непрочнов, 1976], под рыхлыми кайнозойскими осадками в Сомалийской котловине залегает слой со скоростью 4,4—5,5 км/с мощностью 2—4 км, ниже — слой со скоростью 6,6—6,8 км/с мощностью 4—6 км. Поверхность М имеет скорость 7,8—8,2 км/с, мощность коры — 6—10 км. Магнитное поле в западной части котловины спокойное, в восточной появляются короткопериодные аномалии амплитудой до 300 гамм. На северо-востоке выделены линейные аномалии 24.—28 с осями, параллельными простирающую северо-западного окончания Аравийско-Индийского хребта. В юго-западной части котловины, севернее Коморских островов, идентифицированы субширотные мезозойские аномалии М0—М21 [Ségoufin, Patriat, 1980].

Северная часть Сомалийской котловины осложнена узким подводным хребтом Чейн, протягивающимся до 3°30' ю.ш. и лежащим на южном продолжении зоны разломов Оуэн. Ширина хребта — 40—50 км, относительная высота — 1—2 км. Его юго-восточный склон имеет разломную природу.

Обрамляющие Сомалийскую котловину с юга острова Коморские, Фаркуар, Провиденс, Космоledo и другие представляют собой вершины довольно крупных (до 200 км в основании) подводных вулканических массивов. Большая часть островов увенчана коралловыми рифами; на о. Гран-Комор расположен действующий вулкан Картале высотой 2400 м.

Северо-восточнее массива Фаркуар расположен подковообразный в плане, обращенный выпуклостью к западу вулканический Амирантский хребет протяженностью около 1000 км, надстроенный коралловыми рифами. У его западного подножия протягивается одноименный желоб максимальной глубиной 5477 м, обрамленный внешним валом высотой до 0,5 км, что морфологически приближает эту структуру к типичной островной дуге. В то же время отсутствие эпицентров землетрясений и характерной для системы дуга—желоб гравитационной аномалии заставляет рассматривать Амирантский хребет как отмершую или "недоразвитую" островную дугу.

На севере Амирантский хребет подходит к Сейшельским островам, венчающим северо-западную оконечность гигантского Маскаренского хребта (плато) длиной свыше 2000 км. Он протягивается в юго-восточном направлении до банки Сайя-де-Малья; южнее хребет приобретает меридиональное простирание. Его ширина в северной и центральной частях достигает 350 км, на юге, в районе о. Маврикий, он сужается до 100 км. Сводовая часть хребта представляет собой выровненную поверхность, изрезанную неглубокими впадинами.

Сейшельские острова сложены позднепротерозойскими (байкальскими) гранитоидами [Baker, Miller, 1963]. По данным ГСЗ, под Сейшельской банкой присутствует материковая кора мощностью около 30 км, состоящая из слоев со скоростями 5,7; 6,3 и 6,8 км/с [Геолого-геофизический..., 1975]. В центральной части Маскаренского хребта под осадками мощностью более 1 км залегают слои со скоростью 4,5 и 5,5 км/с общей мощностью около 7 км. Мощность земной коры здесь около 14 км. Бурением в районе банки Сайя-де-Малья под отложениями позднепалеоценового возраста вскрыта толща базальтов [Kamen-Kaye, Mayerhoff, 1980]. Скважина б/с "Гломар Челленджер" на 6° ю.ш. остановлена в отложениях палеоцена.

На юге Маскаренского хребта расположены вулканические острова Маврикий и Реюньон, сложенные типичными для океанических островов щелочными базальтами (последний остров представляет собой действующий вулкан). От южной оконечности Маскаренского хребта отходит на восток-юго-восток узкий горстовый хр. Родригес (протяженностью около 350 км), на востоке которого находится одноименный вулканический остров, сложенный плиоценовыми базальтами. Структура южной части Маскаренского хребта осложнена разломами северо-восточного простирания, которые, по всей видимости, связаны с трансформными разломами Аравийско-Индийского хребта.

Между о. Мадагаскар и вышеописанным хребтом расположена Маскаренская котловина. С запада от о. Мадагаскар она отделена крупной зоной разломов север-северо-восточного простирания. Дно котловины представляет собой плоскую аккумулятивную равнину с глубинами 4500 м на севере и до 5349 м на юге. Мощность осадочного чехла составляет 0,5—0,6 км в западной части, сокращаясь до 0,2—0,3 км на востоке. В центральной части котловины находится низкий коралловый о. Тромлен, вероятно, венчающий подводную вулканическую постройку. По данным ГСЗ, в Маскаренской котловине развита нормальная океаническая кора [Непрочнов, 1976]. Магнитное и гравитационное поле относительно спокойные; в южной части котловины идентифицированы позднемеловые магнитные аномалии, оси которых имеют северо-западное простирание. В скважине, пробуренной на границе Маскаренской и примыкающей к ней с юга Мадагаскарской котловин, вскрыты базальты кампанского возраста.

Мадагаскарская котловина с юго-востока ограничена Западно-Индийским, с северо-востока — Аравийско-Индийским, с запада — Мадагаскарским хребтами. Дно котловины очень сильно расчленено, что объясняется близостью Западно-Индийского хребта. Аккумулятивные равнины развиты лишь вблизи о. Мадагаскар и Мадагаскарского хребта. Мощность осадков в среднем

0,2—0,4 км. Земная кора типично океаническая мощностью 5—6 км. В центральной части котловины идентифицированы позднемиоценовые и палеоценовые линейные магнитные аномалии, смещаемые по крупной зоне разломов Маврикий, протянувшейся на 700 миль в юго-западном направлении от одноименного острова. В скважине, пробуренной в ее юго-западной части, под отложениями палеоцена вскрыт силл базальтов олигоценного возраста.

Мадагаскарский хребет, представляющий собой южное продолжение острова (микроконтинента) Мадагаскар, протягивается от его южного подножия в меридиональном направлении до Западно-Индийского хребта. Длина хребта — около 1400 км, ширина — 500 км. Плоская вершинная поверхность расположена на глубине 1—2 км, его относительная высота — 1,5—2 км на севере и 2,5—3 км на юге. Системы сбросов, сформировавшие крутые склоны хребта, прослеживаются на юг, в пределы Западно-Индийского хребта, смыкаясь с его трансформными разломами; на севере разлом, ограничивающий Мадагаскарский хребет с востока, продолжается вдоль восточного континентального подножия о. Мадагаскар. Разлом западного склона хребта обрамляет юго-западную оконечность острова; он пересекает по диагонали Мозамбикскую котловину и южную часть Сомалийской (разлом Дэви). Сводовая поверхность хребта перекрыта осадками мощностью от 0,15 км в осевой части до 0,6 км в периферических частях и в понижениях рельефа фундамента. В нижней части разреза бурением вскрыты мелководные отложения палеоцена.

В северной части хребта под осадками выделены слои со скоростями 6,32 и 7,05 км/с, мощность коры здесь — 22—25 км, на юге — до 14,5 км [Goslin et al., 1981], что дало основание разделить Мадагаскарский хребет по 31° ю.ш. на два блока, причем в обоих кора отнесена к аномальному океаническому типу.

Авторам представляется, что о. Мадагаскар и Мадагаскарский хребет являются частями некогда единого микроконтинента, южная часть которого была подвергнута существенной переработке, приведшей к изменению строения коры; наиболее отчетливо она проявлена в крайней южной части хребта.

Узкая, вытянутая в меридиональном направлении Мозамбикская котловина расположена между о. Мадагаскар и Мадагаскарским хребтом на востоке и континентальным подножием Африки и склоном Мозамбикского хребта на западе. Северная часть котловины представляет собой полого наклоненную к югу волнистую равнину с глубинами от 2,5 км в Мозамбикском проливе до 5 км на широте 34° ю.ш. Здесь развит мощный (2,5—4 км) осадочный чехол позднемезозойского и кайнозойского возраста, накопление которого обусловлено интенсивным поступлением терригенного материала с побережья Африки и Мадагаскара. В южной части котловины рельеф сильно расчленен, мощность осадков не превышает 0,5 км. Вышеупомянутый разлом Дэви ассоциирует на севере котловины с крупным, асимметричным, частично погребенным поднятием фундамента, раздробленным поперечными разломами [Левченко, 1982]. Фундаментом осадочной толщи в северной части котловины служат, вероятно, образования серии Карру. В центральной части под осадками бурением вскрыты базальты сенона. По данным ГСЗ [Геолого-геофизический..., 1975], у восточного подножия Мозамбикского хребта развита кора океанического типа мощностью 9,5 км. Существование океанической коры в самой северной части котловины (севернее тропика) не доказано.

На юге котловины, вдоль зоны разломов Принс-Эдуард идентифицированы линейные магнитные аномалии 13—34, связанные с Западно-Индийским хребтом [Bergh, Norton, 1976].

Мозамбикский хребет, ограничивающий Мозамбикскую котловину с запада, протянулся в меридиональном направлении на 1000 км при ширине до 300 км.

На севере он примыкает к континентальному подножию Африки. Восточный склон хребта определяется крупным разломом. Вершинная поверхность (глубины 1,2—2,5 км) перекрыта осадочным чехлом мощностью около 0,5 км. По данным ГСЗ [Hales, Nation, 1973], в пределах хребта под неуплотненными осадками мощностью 0,3 км залегают слои со скоростями 5,3 км/с (3,3 км); 5,8 км/с (4,8 км); 6,9 км/с (11,3 км). Скорость на границе М — 8,2 км/с, общая мощность коры — около 20 км.

Расположенная между Мозамбикским хребтом и плато Агульяс котловина Транской протянулась на 1000 км в юго-западном направлении от юго-восточной оконечности Африки, ширина — около 500 км. Дно котловины представляет собой полого наклоненную на юго-запад аккумулятивную равнину с максимальной глубиной 4785 м. Осадочный чехол мощностью 1—3 км сложен преимущественно терригенными отложениями нижнего мела—плейстоцена [Dingle, Camden-Smith, 1979]. По данным ГСЗ [Hales, Nation, 1973], под рыхлыми осадками выделены следующие слои (по трем профилям): 4,1—4,6 км/с (0,8—1,6 км); 5,7—6,4 км/с (1,3—2,2 км); 6,9—7,0 км/с (3,4—4,2). Скорость на границе М — 7,7—8,3 км/с; мощность консолидированной коры — 6,3—7,5 км.

Вытянутое в меридиональном направлении плато Агульяс (700×400 км) отделено от континентального подножия Африки депрессией глубиной около 4,5 км, связанной с зоной разломов Агульяс. Средняя глубина вершинной поверхности плато — 2,5 км. Вершинная поверхность перекрыта карбонатными осадками маастрихта—плейстоцена мощностью до 1 км. Фундамент осадочной толщи разбит многочисленными разломами северо-восточного простирания. По данным ГСЗ [Tucholke et al., 1981], под плато Агульяс в составе земной коры выделен слой со скоростью 5,8—6,4 км/с мощностью 4,3—7,7 км. Минимальная мощность коры, определенная в краевых частях поднятия, 15—18 км. Это позволяет предположить существование континентальной коры под плато Агульяс, что подтверждается драгировками кварц-полевошпатовых гнейсов в его южной части [Tucholke et al., 1981].

АНТАРКТИЧЕСКИЙ СЕКТОР

Антарктический сектор, занимающий южную часть Индийского океана, с юга ограничен континентальным подножием Антарктиды, с северо-запада и северо-востока — соответственно Юго-Западным и Юго-Восточным Срединно-Индоокеанскими хребтами. Географическая удаленность и сложные гидрометеорологические условия этого района Индийского океана обусловили его сравнительно слабую геолого-геофизическую изученность.

Антарктический сектор в плане напоминает удлинённый в восточном направлении треугольник, опирающийся основанием на континентальное подножие Антарктиды. К его вершинам тяготеют три крупные котловины: на западе — Африкано-Антарктическая, на севере — Крозе, на востоке — Австрало-Антарктическая, разделенные плато Крозе и хр. Кергелен; эти котловины и поднятия представляют собой пять основных морфоструктурных элементов Антарктического сектора.

Африкано-Антарктическая котловина протягивается от моря Уэдделла на западе до хр. Кергелен на востоке; с северо-запада она ограничена Африкано-Антарктическим срединным хребтом, а с севера — плато Крозе. Ее дно представляет собой аккумулятивную равнину, полого наклоненную к центральной части котловины, где глубины достигают 5,4 км и более (в отдельных депрессиях — до 6848 м). Над плоской равниной возвышаются отдельные подводные горы как глыбовой, так и вулканической природы, вершины которых поднимаются на несколько километров над ложем котловины. Наиболее

крупные горы — Обь и Лена (наименьшие глубины 247 и 254 м) — представляют собой конические постройки относительной высотой около 3 км, расположенные на общем изометричном в плане основании (400×800 км), приподнятом на 1,5 км над дном котловины. В.Ф. Канаев [1979] указывал на морфологическое сходство этого поднятия с Бермудским плато в Атлантическом океане.

Мощность осадков, представленных в основном диатомовыми илами, достигает 0,6 км, мощность коры оценивается в 5 км. Дно котловины асейсмично. Линейные магнитные аномалии северо-западного простирания 30—33 (поздний сенон) выделены в ее северо-восточной части, куда они протягиваются из котловины Крозе. Аномалии М1—М9 (готерив—баррем), выделенные на западе котловины, также имеют северо-западное простирание [Bergh, 1977].

Плато Крозе представляет собой вытянутое в широтном направлении поднятие (1000×400 км) при относительной высоте 2—3,5 км. На западе оно сложно сочленяется с южным окончанием Юго-Западного Срединно-Индийского хребта; его восточную оконечность венчают острова Крозе. Они представляют собой вулканические горы относительной высотой над поверхностью плато около 2 км. Острова сложены в основном четвертичными базальтами. Возраст наиболее древних пород, прорванных интрузиями монцонитов и сиенитов, — 25 млн лет (К—А-метод) [Далziel, 1980].

Мощность земной коры в северо-восточной части плато Крозе — 15,6 км. Разрез состоит из слоя осадков мощностью 0,8 км со скоростью 2,0 км/с; ниже выделен слой мощностью 1,8 км со скоростью 4,4 км/с; подстилается слоями со скоростями 5,5 и 6,8 км/с мощностью по 6,5 км каждый [Goslin et al., 1981]. Имеющиеся данные пока не позволяют однозначно определить природу плато Крозе; не исключено, что здесь развита утоненная кора континентального типа.

Котловина Крозе (максимальная глубина — 5626 м) располагается на севере Антарктического сектора. Ее дно в северной части сильно расчленено, особенно в районах, прилегающих к подножиям Западно- и Центральноиндийского хребтов. Южнее 35° ю.ш. рельеф дна выравнивается за счет интенсивного накопления кремнистых осадков, мощность которых достигает 0,6 км. Толщина земной коры под дном котловины — около 5 км. Под осадками залегает слой со скоростью 5,5 км/с мощностью 1,7 км, глубже — слой со скоростью 6,7 км/с мощностью 2,6 км; скорость на границе М — 8,1 км/с [Francis, Raitt, 1967]. Линейные магнитные аномалии 23—29 (палеоцен) выявлены в центральной и южной частях котловины. Их простирание несколько отличается от простирания аномалий 11—19 (поздний эоцен—ранний олигоцен), идентифицированных в северо-восточной части котловины, где оно совпадает с северо-западным простиранием рифтовой долины Центральноиндийского хребта.

Хребет Кергелен — одно из крупнейших горных сооружений дна Индийского океана — протянулся в северо-западном направлении на 2000 км при ширине около 650 км. Средняя глубина плоской вершинной поверхности хребта — менее 2 км. Над ней возвышаются отдельные подводные горы, которые в двух местах поднимаются над водой, образуя архипелаги Кергелен и Херд. Склоны хребта довольно сильно изрезаны и на большей части своего протяжения рассечены морфологически выраженными разломами. Южнее островов Херд от юго-западного склона хр. Кергелен отходит узкий отрог длиной около 700 км. Исследования последних лет [Houtz et al., 1977] выявили сложное блоковое строение хребта. Его характерными элементами являются грабены, имеющие северо-западное простирание на севере и на юге поднятия и меридиональное — в его центральной части.

Мощность неуплотненных осадков на своде хребта — 0,5—1 км. На

его восточном склоне грунтовыми трубками подняты сеноманские карбонатные отложения, залегающие в нижней части разреза осадочной толщи. По данным ГСЗ, под неуплотненными осадками выделен слой со скоростью 3,7 км/с мощностью 1 км, ниже которого залегают породы со скоростью 4,9 км/с. По гравиметрическим данным, мощность коры под хребтом 20—23 км [Houtz et al., 1977].

Архипелаг островов Кергелен состоит из главного о. Кергелен и более чем 300 небольших островков. Вулканический комплекс архипелага образует горизонтальное плато, сложенное эоцен-плиоценовыми базальтовыми лавами общей мощностью более 1 км, излившимися из нескольких трещин и щитовых вулканов. Базальты прорваны интрузиями сиенито-гранитов (крупный кольцевой плутон на юго-западе о. Кергелен, абсолютный возраст 8—15 млн лет), габбро, трахитов, риолитов и сиенитов. Обнаружены также четвертичные пемзовые и трахитовые туфы [Далзиел, 1980].

Острова Херд сложены неоген-четвертичными базальтовыми и трахитовыми лавами, подстилаемыми нижнеэоценовыми пелагическими известняками. Интрузивный комплекс представлен микромонзонитами, прорывающими неогеновые вулканы.

Вопрос о геологической природе хр. Кергелен до настоящего времени остается спорным. Господствовавшим ранее представлениям о нем как о типичном микроконтиненте противоречат данные петрохимического изучения интрузивного комплекса о. Кергелен: мантийное происхождение магматических пород (по изотопии Sr и Pb), возможно, указывает на океаническую природу поднятия [Dosso et al., 1979]. В то же время аномальная (хотя и пониженная по сравнению с типично континентальной) мощность коры и широкое развитие раздвиговых структур могут свидетельствовать о том, что хр. Кергелен представляет собой фрагмент некогда континентальной коры, подвершейся интенсивной переработке и деструкции.

Австрало-Антарктическая котловина протягивается между Австрало-Антарктическим поднятием и континентальным подножием Антарктиды на восток от хр. Кергелен. Ее дно представляет собой аккумулятивную равнину с глубинами 4—4,5 км, образовавшуюся на месте погруженного фланга Австрало-Антарктического поднятия. Мощность осадков, преимущественно карбонатных, около 1 км. В восточной части котловины выявлены линейные аномалии широтного простираения. По последним данным, наиболее древней из них предположительно является аномалия 34 (80 млн лет, сантон) [Cande, Mutter, 1982].

АЗИАТСКО-АВСТРАЛИЙСКИЙ СЕКТОР

Азиатско-Австралийский сектор занимает северо-восточную половину ложа Индийского океана. Его юго-западным ограничением служит подножие Аравийско- и Центральноиндийского хребтов и Австрало-Антарктического поднятия; северное и северо-восточное ограничения совпадают с географическими границами Индийского океана. В пределах этого сектора выделяется девять обширных и сравнительно небольших котловин, разделенных крупными линейными поднятиями, имеющими преимущественно субширотное или субмеридиональное простираение.

Небольшая Оманская котловина (200×600 км), расположенная в северо-западной части сектора, заключена между побережьями Ирана и Пакистана на севере, Аравийского полуострова на западе и подводным хр. Меррей на юго-востоке. Дно котловины представляет собой аккумулятивную равнину с глубинами около 3,3 км; наибольшая глубина — 3675 м. Мощность верхнего слоя неконсолидированных осадков — около 1 км; ниже залегают литифицированные отложения со скоростью до 4,25 км/с мощностью до 7 км.

Осадки подстилаются породами со скоростью 6,0—6,9 км/с [Von Bungenstock et al., 1966]. Дно котловины сейсмически активно: здесь отмечены землетрясения с магнитудой до 7.

Хребт Меррей находится на северо-восточном продолжении описанного выше трансформного разлома Оуэн. Относительная высота хребта — 1,5—3,0 км, ширина — 40—90 км. Вдоль его юго-восточного подножия протягивается желоб длиной около 100 км с максимальной глубиной 4286 м. В.Ф. Канаевым [1979] отмечено северное продолжение хр. Меррей в пределах континентального склона. Возможно, этот хребт является юго-западным продолжением одной из ветвей альпийского складчатого сооружения Сулейман-Киртара в Пакистане. Весь хр. Меррей, особенно его юго-восточный склон и прилегающий к нему желоб, характеризуются высокой сейсмичностью.

Аравийская котловина заключена между хр. Меррей и разломом Оуэн на северо-западе, Аравийско-Индийским хребтом на юге, Мальдивским хребтом на востоке и побережьем Индостана на северо-востоке. Дно котловины занято пологой наклоненной на юг аккумулятивной равниной, представляющей собой гигантский конус выноса р. Инд. Максимальная мощность осадков в пределах шельфа и континентального склона — 5—8 км [Непрочнов, 1961; Бабенко и др., 1981]. В глубоководной части котловины выделяются два осадочных бассейна — Западный и Восточный, разделенные погребенным хр. Федынского (Лакшми), протянувшимся на северо-запад от северного окончания Мальдивского хребта. По данным ГСЗ, в центральной и южной частях котловины под осадками залегает слой со скоростью 6,4—6,7 км/с мощностью около 4 км [Непрочнов и др., 1979б]. Вблизи Мальдивского хребта в разрезе коры появляется слой со скоростью 5,4 км/с мощностью менее 1 км. На севере котловины под неуплотненными осадками лежит слой со скоростью 4,3—4,4 км/с, отождествляемый с трапповыми излияниями.

Линейные магнитные аномалии 20—28 в центральной части котловины имеют широтное простираие. В юго-восточной части котловины скв. 221 вскрыла базальты, перекрытые эоценовыми пелагическими отложениями. Предполагается, что интенсивное накопление терригенного материала в Аравийской котловине началось в олигоцене-миоцене [Nainu, Kolla, 1982].

Мальдивский хребт (в западной литературе Чагос-Лаккадивское плато) протянулся в меридиональном направлении более чем на 2500 км от 15° с.ш. до 10° ю.ш. Ширина хребта у основания — 200 км. Его сводовая часть выступает над водой в виде многочисленных атоллов, объединяемых в три архипелага коралловых островов — Лаккадивских, Мальдивских и Чагос. У восточного подножия южной части хребта расположен желоб Чагос протяженностью около 600 км с максимальной глубиной 5408 м. Южная часть хребта отделена от его срединной части седловиной с глубиной более 3,5 км, приуроченной к зоне крупного поперечного разлома.

Толщина земной коры под хребтом уменьшается в южном направлении от 20 км в районе Лаккадивских островов до 15 км под архипелагом Чагос [Непрочнов и др., 1967], где установлен следующий разрез земной коры: неуплотненные осадки со скоростью 2,15 км/с мощностью несколько сот метров; коралловые постройки мощностью до 1,5 км (скорость 3,0 км/с) и основной слой океанической коры (скорость 6,79 км/с) [Francis, Shor, 1966].

Мальдивский хребт на всем протяжении хорошо выражен в магнитном и гравитационном полях в виде меридиональной цепочки аномалий, которые прослеживаются далее к северу через континентальный склон в область шельфа Камбейского залива, представляющего собой южное продолжение одноименной континентальной рифтовой зоны.

По мнению М.Р. Пустильникова с соавторами [1980], Мальдивский хребт

представляет собой глыбово-вулканическое поднятие, сформировавшееся в позднем мелу—миоцене вдоль линеамента субмеридионального простирания. Северное окончание этого линеамента прослеживается в пределах Индостана.

Хр. Коморин протягивается на 600 км от южной оконечности Индостана в юго-юго-восточном направлении. Его ширина около 120 км, высота — 1—1,5 км. Анализ геофизических, главным образом гравиметрических, данных позволил сравнить эту структуру с плато Фолклендским и Агульяс и высказать предположение о ее континентальной природе [Kahle et al., 1981].

Традиционное раздельное описание котловин Центральной и Бенгальского залива на сегодняшний день представляется несколько устаревшим, так как Бенгальский залив и прилегающая к нему северная часть Центральной котловины заняты единым крупнейшим в Мировом океане подводным конусом выноса рек Ганг и Брахмапутра — Бенгальским конусом. Объем осадков, сосредоточенных в его пределах, составляет около трети общего объема осадков Индийского океана — 7,3 млн км³ [Ewing et al., 1969]. Мощность осадочной толщи в пределах Бенгальского конуса в среднем 2—3 км, на севере Бенгальского залива — до 10 км и более. Предполагается, что в ее основании залегают отложения нижнего мела. По данным ГСЗ [Непрочнов, 1976], осадочная толща, в которой выделены слои со скоростями от 2,0 до 3,8 км/с, подстилается слоем со скоростью 6,5 км/с. По ориентировочным оценкам, мощность земной коры в Бенгальском заливе близка к мощности коры в Аравийском море.

В результате сейсмических исследований, проведенных в 32-м рейсе нис "Академик Курчатов", в Бенгальском заливе обнаружено крупное, большей частью погребенное, валообразное поднятие фундамента — Южно-Бенгальский хребет (хребет Восемьдесят Пятого Градуса). Он протягивается в меридиональном направлении от 15°с.ш. до 5°с.ш., далее плавно заворачивает на юго-запад и огибает о. Шри-Ланка с юга [Милановский и др., 1982]. В рельефе дна этот хребет выражен в районе 5°с.ш., где он возвышается на 0,5 км над дном. Его общая длина около 2000 км, относительная высота по кровле фундамента достигает 3—3,5 км, ширина около 70 км в северной части и 12 км в юго-западной. Южно-Бенгальский хребет приурочен к крупному разлому, о чем свидетельствуют различия в глубине залегания фундамента по разные стороны хребта (восточное подножие на 0,3—0,4 км ниже западного).

В области глубоководной периферии Бенгальского конуса сравнительно недавно были выявлены уникальные внутриплитные деформации фундамента и осадочной толщи [Eittreim, Ewing, 1972]. В результате исследований, проведенных здесь в 1976—1981 гг. в экспедициях Института океанологии АН СССР [Непрочнов и др., 1979а; Мерклин, 1981; Левченко и др., 1985], установлено существование в этом районе области деформаций чехла и фундамента, имеющей в целом северо-восточное простирание и протянувшейся от 8—10°ю.ш. до 3—5°с.ш. при ширине 700—800 км. Внутри этой области расположен ряд линейных зон деформаций также северо-восточного простирания, представленных пологими и широкими (до 200 км) поднятиями и холмистыми грядами относительной высотой до 0,5 км, выраженными в рельефе дна пологими асимметричными складками, рассеченными разломами. Установлен позднемiocеновый возраст основных деформаций.

Тектоническая природа этой области деформаций до сих пор не ясна. Предположения об их возникновении в результате коллизии Индо-Австралийской и Евразийской плит или в процессе становления нарождающейся островной дуги (в свете гипотезы Л. Сайкса) не объясняют в комплексе все наблюдаемые факты. Вероятно, возникновение зон деформаций связано с процессами позднекайнозойского спрединга в Аравийско- и Центральноиндийском хребтах.

К югу от 8° ю.ш. Центральная котловина характеризуется сильно расчлененным рельефом и фрагментарным развитием осадочного покрова. По данным ГСЗ, здесь под осадками выделяется слой со скоростью около 5 км/с мощностью 2 км, подстилаемый третьим слоем океанической коры, скорость в котором на разных профилях меняется от 6,4 до 6,8 км/с. Общая мощность коры в центральной части котловины — 5–7 км.

Широтные магнитные аномалии 21—33, смещающиеся предполагаемыми трансформными разломами, выделены между 3 и 20 ю.ш. Необходимо отметить, что выделение и идентификация этих аномалий осуществлялись по данным магнитных измерений на единичных, далеко расположенных друг от друга галсах. На крайнем юге котловины идентифицированы магнитные аномалии 7—15, смещающиеся трансформными разломами Центральноиндийского хребта [McKenzie, Sclater, 1971].

В восточной части Центральной котловины расположены поднятие Афанасия Никитина и два изолированных поднятия, объединяемых некоторыми исследователями в качестве единого субмеридионального хр. Ланка [Канаев, 1979]. Предполагается, что эти поднятия имеют глыбово-вулканическую природу, причем два последних из них сформировались вдоль разломов северо-восточного простиранья [Милановский и др., 1981б].

Восточно-Индийский хребет (хр. Девяностого Градуса) представляет собой крупнейшее линейное поднятие в рельефе дна Индийского океана, протянувшееся более чем на 5000 км почти вдоль 90° в.д. и возвышающееся на 2—3 км над дном окружающих котловин. Ширина хребта достигает 300 км. Восточно-Индийский хребет выражен в рельефе дна от 35° ю.ш. до 10° с.ш., далее к северу он погребен под отложениями Бенгальского конуса, под которыми прослеживается до 18° с.ш. Основу сооружения Восточно-Индийского хребта образует субмеридиональная асимметричная гряда, восточный фланг которой разбит зоной продольных сбросов. На эту структуру наложена система пересекающих хребет разломов северо-восточного простиранья, на юге непосредственно связанных с трансформными разломами Центральноиндийского хребта [Милановский и др., 1981а,б; Милановский, 1982]. Южная часть хребта (южнее 10° ю.ш.) характеризуется более массивным строением фундамента и связана с расположенным восточнее Восточно-Индийским желобом и одноименным валом, в то время как северная часть (севернее 6° ю.ш.) представляет собой цепь тектонически обособленных, кулисно смещенных друг относительно друга поднятий.

Бурением и драгировкой обнаружено два типа базальтов, слагающих Восточно-Индийский хребет и отвечающих разным этапам магматизма: верхнеюрские(?)—нижнемеловые типично океанические толеиты и верхнемеловые-эоценовые железистые толеиты, близкие траппам платформ [Кашинцев и др., 1981].

Мощность перекрывающих хребет осадков меняется от 0,3 до 1 км. По данным ГСЗ [Непрочнов, 1976], в пределах Восточно-Индийского хребта выделен второй слой мощностью 2—4,5 км, скорости в котором меняются от 3,8 до 5,8 км/с. Ниже залегает слой со скоростью 6,6—6,9 км/с мощностью 3—5,5 км. Общая мощность коры по трем профилям — 8—9 км. Превышение хребта над дном окружающих котловин создано в основном за счет значительного увеличения мощности второго слоя под Восточно-Индийским хребтом.

До настоящего времени отсутствует единая точка зрения на тектоническую структуру и геологическую историю Восточно-Индийского хребта. Широко распространены представления о его образовании путем выплавления базальтов над "горячей точкой" в процессе спрединга в течение мела—кайнозоя, проявившемся в "омоложении" хребта в южном направлении [McKenzie, Sclater, 1971]. Г.Б. Удинцев [Удинцев, Коренева, 1980] считает его реликтом конти-

нентального массива. Авторы настоящего раздела предполагают, что Восточно-Индийский хребет сформировался в мелу—начале эоцена вдоль западного крыла гигантского субмеридионального разлома в ходе дифференцированных блоковых движений, сопровождающихся мощными излияниями базальтов, происходившими в наземных условиях [Милановский и др., 1982].

Кокосовая котловина на западе ограничена Восточно-Индийским хребтом, на северо-востоке — Зондским краевым валом, на юге — Кокосовым валом. Дно большей части котловины, за исключением ее крайней южной части, представляет собой полого наклоненную к югу аккумулятивную равнину, являющуюся топографически изолированной частью Бенгальского конуса, называемой Никобарским конусом [Ewing et al., 1969]. Мощность осадков в его западной части — 1—1,5 км, на севере — 2—3 км. Южнее 6° ю.ш. и восточнее 95° в.д. мощность резко сокращается до 0,1—0,3 км; рельеф дна становится расчлененным, так как маломощные осадки уже не сглаживают неровностей кровли фундамента. В скв. 213, пробуренной на юго-западе котловины, фундамент сложен базальтами, перекрытыми пелагическими отложениями палеоцена, а в скв. 211, в юго-восточной части котловины, под sillом диабазов вскрыты терригенно-карбонатные отложения кампана—маастрихта, подстилаемые подушечными базальтами.

В Кокосовой котловине выделена система линейных магнитных аномалий широтного простирания 17—27, прослеживающаяся далее на юг в Западно-Австралийскую котловину. В отличие от соседней Центральной котловины здесь “омоложение” аномалий происходит не в южном, а в северном направлении, что заставляет допускать существование древней оси спрединга, ныне сблудурированной под Зондскую островную дугу.

Кокосовый вал протянулся в широтном направлении на 1200 км при ширине до 250 км. Морфологически он представляет собой сильно расчлененное основание относительной высотой около 0,5 км, над которым возвышаются многочисленные подводные горы и горные массивы; вершины двух из них подняты над водой и образуют коралловые острова Рождества и Кокосовые. На о. Рождества в основании миоценовых вулканитов и рифовых известняков эоцена залегают трахибазальты и андезиты [Пушаровский, Безруков, 1973]. В морфологии Кокосового вала обращает на себя внимание сложное сочетание структур меридионального и северо-восточного простирания.

Западно-Австралийская котловина (котловина Уортон) ограничена с севера Кокосовым валом, с запада — южной половиной Восточно-Индийского хребта, с юга — Западно-Австралийским хребтом, а на востоке граничит с Пертской и Северо-Австралийской котловинами. Рельеф дна в западной и центральной частях котловины гористый, сплошной осадочный покров отсутствует. На востоке ее дно переходит в плоскую абиссальную равнину; мощность осадков — 0,4—0,6 км. В нижней части разреза в скв. 260 были вскрыты цеолитовые глины неокомского возраста. В центральной части котловины фундамент также имеет меловой возраст, причем если в скв. 212 вскрыты толентовые базальты, типичные для срединных хребтов, то в скв. 256 — щелочные ферротоленты, близкие базальтам океанических островов.

В северо-западной части Западно-Австралийской котловины выделены широтные магнитные аномалии 28—34, представляющие собой южное продолжение отмеченной выше системы магнитных аномалий Кокосовой котловины. Из смещающих их трансформных разломов в рельефе хорошо выражена меридиональная зона разлома Инвестигейтор, ассоциирующая с одноименным хребтом [Larson et al., 1978].

По данным ГСЗ [Francis, Raitt, 1967], второй слой в котловине хорошо выдержан по мощности (1,5—2 км); скорости в нем изменяются от 4,7 до

5,4 км/с. Третий слой характеризуется скоростями 6,5—7,1 км/с, ниже лежит граница М со скоростями 8,1—8,3 км/с. Мощность коры — 5—8 км.

Северо-Австралийская котловина, самая маленькая по площади и самая древняя по возрасту фундамента, с юга и востока ограничена склонами подводных плато Эксмут и Скотт, с севера — Зондским желобом. На западе она отделена от Западно-Австралийской котловины подводными поднятиями Ру и Джой, из которых первое представляет собой восточную, слившуюся с Зондским краевым валом часть Кокосового поднятия, а второе — крупный изометричный выступ фундамента, имеющий ступенчатое блоковое строение [Heitzler et al., 1978] и являющийся частью плато Эксмут.

Дно котловины занято плоской аккумулятивной равниной с глубинами 5,5—5,6 км, максимальная глубина — 6240 м. Средняя мощность осадков — 0,6—0,8 км [Непрочнов и др., 1975]. В восточной части котловины в скв. 261 в основании разреза вскрыты цеолитовые базальты, типичные для срединных хребтов. В районе скважины идентифицированы магнитные аномалии М25—М9 восток-северо-восточного простирания [Heitzler et al., 1978]. Мощность коры в котловине — 8,4—9 км. Под осадками здесь залегает второй слой со скоростью 4,9—5,2 км/с мощностью 0,8—2,4 км; ниже — третий слой со скоростью 6,6—7,0 км/с мощностью 6,1—7,0 км. Скорость на границе М — 8,1—8,2 км/с [Francis, Raitt, 1967].

Глубоководный Зондский желоб является крупнейшим морфологическим элементом Зондской островной дуги. Его общая протяженность — около 4500 км. Он представляет собой относительно узкую депрессию, дно которой погружается в южном направлении от 2,5 км у подножия материкового склона Бирмы до 6,5—6,7 км в районе Зондского пролива; максимальная глубина — 7209 м. Мощность осадков закономерно убывает с севера на юг и юго-восток: в Бенгальском заливе она составляет несколько километров (здесь желоб практически компенсирован осадконакоплением), в центральной части желоба (Зондский пролив) — 1—1,5 км, а на юге (о. Бали) уменьшается до 0—0,5 км [Непрочнов и др., 1972].

Детальные работы 58-го рейса нис "Витязь", проведенные в районе 6° ю.ш. [Непрочнов и др., 1979а; Левченко, Мерклин, 1980], показали, что сильно расчлененная поверхность базальтового фундамента погружается в северо-восточном направлении перпендикулярно оси желоба и прослеживается под осадочной толщей островного склона желоба на расстоянии до 10—20 км. Угол наклона фундамента в среднем увеличивается от 1—2° в верхней части внешнего склона желоба до 4—5° вблизи его оси. Внутри осадочной толщи здесь идентифицировано два типа разрывных нарушений: новейшие коллинеарные оси желоба, формирующие современную горсто-грабенную структуру океанического склона и днища желоба, и субширотные позднемиоценовые.

Строение коры под желобом изучалось на двух профилях. На одном из них в нижней части океанического склона под осадками с условной скоростью 2 км/с мощностью 0,2—0,5 км установлен слой со скоростью 5,5 км/с мощностью 2 км, подстилаемый породами со скоростью 7,2 км/с [Непрочнов и др., 1979б]. На другом профиле в оси желоба под маломощными осадками выделен слой со скоростью 4,1 км/с мощностью около 3 км, подстилаемый третьим слоем со скоростью 7,2 км/с мощностью 11 км. Скорость на границе М — 8,1 км/с, общая мощность коры — около 14 км [Raitt, 1966].

В магнитном поле Зондский желоб не вызывает крупной единой аномалии. Выявленные аномалии, как правило, локальны и приурочены к внешнему склону желоба и прилегающей части ложа океана, где они имеют широтное простирание. Зондский желоб отличается крайне высокой сейсмичностью и повышенными значениями теплового потока. С внешней стороны желоба распо-

лагается Зондский вал, представляющий собой сводовое поднятие шириной 100—250 км и высотой в сотни метров, местами увенчанное горными сооружениями.

Прежде чем перейти к описанию строения континентальной окраины Австралии, необходимо охарактеризовать широтно вытянутый Западно-Австралийский хребет (в западной литературе плато Брокен), который ограничивает с юга одноименную котловину и под прямым углом смыкается с южным окончанием Восточно-Индийского хребта. Его длина — 1500 км, ширина — более 500 км, относительная высота — до 4,5 км. В поперечном сечении он асимметричен — пологий северный склон крутизной около 1° , занимающий большую часть площади всего хребта, резко обрывается на юге крутым уступом (средняя крутизна 30—40°). На всем северном склоне хребта развиты моноклинально падающие на север, нарушенные разломами осадки мощностью до 1 км. Внутри осадочной толщи, в нижней части которой залегают верхнемеловые пелагические известняки (скв. 255), выделена палеогеновая эрозионная поверхность. Толщина коры под хребтом по двум профилям ГСЗ составляет 12 км [Непрочнов, 1976] и 20 км [Francis, Raitt, 1967].

Природа Западно-Австралийского хребта неясна. По мнению Г.Б. Удинцева [Удинцев, Коренева, 1980], он является микроконтинентом. Очень популярна точка зрения о его океанической природе, подтверждаемая, как считает М.И. Кузьмин, драгировками южного склона хребта.

У подножья крутого склона Западно-Австралийского хребта расположен желоб Оби, представляющий собой цепочку депрессий общей протяженностью около 1000 км с максимальной глубиной 5880 м. Ширина плоского дна депрессий не превышает 20 км, высота крутых склонов достигает 1 км.

От желоба Оби под острым углом в восток-юго-восточном направлении отходит зона разломов Дамантина — полоса расчлененного рельефа шириной до 250 км, протянувшаяся на 2500 км, в которой преобладают линейные структуры — гряды и желоба; в наиболее крупном из последних, желобе Дамантина, отмечена глубина 7102 м. Одни исследователи [Cande, Mutter, 1982] полагают, что эта зона разломов образовалась в период очень медленного спрединга (43—30 млн лет) в Австрало-Антарктическом поднятии, в то время как Г.Б. Удинцев с соавторами [1980] считают ее шовной структурой компенсационного типа, сформировавшейся в результате сжатия у подножья расширяющегося Австрало-Антарктического поднятия.

К югу от Западно-Австралийского хребта и зоны разломов Дамантина располагается Амстердамская котловина, представляющая собой глубоко погруженное северное подножие Австрало-Антарктического поднятия. Мощность коры в ее северной части — 7,2 км. Под осадками мощностью 0,6 км здесь выделен слой со скоростью 6,6 км/с мощностью 1,6 км, подстилаемый слоем со скоростью 7,1 км/с мощностью 5 км. Скорость на границе М — 8,1 км/с [Francis, Raitt, 1967].

Континентальная окраина Австралии характеризуется наличием широкого (до 250 км) шельфа у северо-западного и южного побережья материка, с которым сочленяется ряд крупных, изометричных в плане подводных плато (с севера на юг): Скотт, Эксмут, Кювье (или Уоллаби) и Натуралиста. Северо-западнее плато Кювье расположено изолированное подводное поднятие Зенит. Вершинные поверхности плато лежат на глубине 1,5—2 км. Плато Скотт и Эксмут представляют собой террасы континентального склона, а плато Кювье и Натуралиста отделены от него депрессиями с относительными глубинами соответственно 1 и 2 км. Большинство исследователей [Branson, 1974; Ehon et al., 1982 и др.] считают эти плато раздробленными, погруженными и, возможно, частично переработанными блоками континентальной коры. Существует точка зрения об океанической природе плато Натуралиста и Кювье

и поднятия Зенит, которые отнесены к так называемым эпилитам [Vevers, Cotterill, 1978].

Котловина Кювье отделена от плато Эксмут зоной разлома северо-западного простирания. Максимальная глубина котловины — 5,2 км; в ее пределах выделены магнитные аномалии М0—М10 северо-восточного простирания. По данным ГСЗ [Larson et al., 1979], мощность коры под дном котловины — 6—8 км.

Котловина Натуралиста (Пертская) отделена от плато Кювье зоной разлома Зенит-Уоллаби, от плато Натуралиста — зоной разлома Батавия (обе северо-западного простирания). Максимальная глубина котловины превышает 6 км. Здесь, как и в котловине Кювье, идентифицированы магнитные аномалии северо-восточного простирания М0—М8 [Johnson et al., 1980]; аномалии М0—М4 выделены западнее плато Натуралиста. В скважинах глубоководного бурения в котловине Натуралиста под отложениями апта-альба вскрыты нижнемеловые базальты срединно-океанического типа.

В существующих реконструкциях образование океанической коры у подводной окраины Западной Австралии связывается с раннемеловым спредингом, который осуществлялся в северо-западном—юго-восточном направлении.

Южно-Австралийская котловина протягивается вдоль всего континентального подножия Южной Австралии. Ее восточную половину занимает абиссальная равнина с глубинами 5,6—5,8 км. В западной части дно котловины сильно расчленено, здесь находится восточное окончание зоны разломов Дамантина. Подобно Амстердамской котловине, Южно-Австралийская представляет собой погруженный северный фланг Австрало-Антарктического поднятия. В ее пределах, как и в упоминавшейся выше, симметрично расположенной относительно срединного хребта Австрало-Антарктической котловины, недавно идентифицированы аномалии субширотного простирания 13—34 [Cande, Mutter, 1982]. Между краевой аномалией 34 и континентальным подножием выделена зона спокойного магнитного поля шириной 100—150 км. Мощность типично океанической коры под дном котловины — 6 км, скорость на границе М — 8,3 км/с [Hawkins et al., 1965].

ЛИТЕРАТУРА

- Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам // Геотектоника. 1981. N 2. С. 68—80.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: Наука, 1975. 154 с.
- Далziel И. У. Д. Субантарктические острова // Энциклопедия региональной геологии Мира: Западное полушарие / Под ред. Р. У. Фейрбриджа. Л.: Наука, 1980. С. 87—97.
- Калыев Г. И., Сверский В. Н., Насиров А. Я., Авдеев А. И. Основные черты рельефа и тектоники Аравийско-Индийского хребта: Препр. Ин-та геол. наук АН УССР, N 79—12. Киев, 1979. 52 с.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 265 с.
- Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б., Соболев С. Ф. Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166—194.
- Левченко О. В. Новые данные о строении осадочной толщи в Мозамбикском проливе // Геология морей и океанов: Тез. докл. Всесоюз. школы мор. геологии. М.: Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, 1982. Т. 1. С. 66—67.
- Милановский В. Е., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Восточно-Индийский хребет // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981а. С. 85—107.
- Мерклин Л. Р. Центральная котловина // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 108—115.
- Милановский В. Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта // Геология морей и океанов: Тез. докл. 5-й Всесоюз. школы мор. геологии. М.: Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, 1982. Т. 1. С. 66—67.
- Милановский В. Е., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Восточно-Индийский хребет // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981а. С. 85—107.
- им. П. П. Ширшова АН СССР, 1982. Т. 2. С. 144—145.
- Левченко О. В., Мерклин Л. Р. Строение осадочной толщи Зондского желоба в районе 6° ю. ш. Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы мор. геологии. М.: Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, 1980. Т. 3. С. 82—83.
- Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. N 1. С. 15—23.

Милановский В.Е., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П. Схема тектоники // Там же. 1981б. С. 235—237.

Милановский В.Е., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. Результаты сейсмических исследований в Красном море и Индийском океане в 32-м рейсе нис "Академик Курчатов" // Нефтегазогеохимические исследования в Индийском океане. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. 1982. С. 140—157.

Непрочнов Ю.П. Мощности осадков котловины Аравийского моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139, N 1. С. 38—44.

Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования в океане. М.: Наука. 1976. 177 с.

Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Холопов Б.В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36-м рейсе э/с "Витязь" // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, N 2. С. 213—219.

Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н., Холопов Б.В. Сейсмические исследования земной коры в Индийском океане в 36-м рейсе э/с "Витязь" // Исследования по проблеме рифтовых зон Индийского океана. М.: Наука. 1982. Т. 1. С. 62—82.

Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Семенов Г.А. и др. Новые данные о строении дна восточной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220, N 5. С. 1190—1193.

Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е. Мощности и строение осадочной толщи по сейсмическим данным // Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979а. С. 206—242.

Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А., Шишкина Н.А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования // Там же. 1979б. С. 243—291

Пустильников М.Р., Савстунгов Ю.И., Терехов А.А. Строение хребтов Индийского океана // Сов. геология. 1980. N 2. С. 102—111.

Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. N 6. С. 3—19.

Соловьева И.А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития. // Там же. 1980. N 2. С. 27—48.

Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Гордин В.М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан—континент // Там же. С. 13—26.

Удинцев Г.Б., Коренева Е.В. Происхождение асейсмичных хребтов восточной части Индийского океана // Там же. N 6. С. 13—22.

Baker D.H., Miller J.A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea // Nature. 1963. Vol. 199, N 4891. P. 203—209.

Bergh H.W. Mesozoic sea-floor of Dronning Maud Land, Antarctica // Ibid. 1977. Vol. 269. P. 686—687.

Bergh H.W., Norton I.O. Prince Edward fracture zone and the evolution of the Mozambique basin // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 29. P. 5221—5239.

Branson J.C. Structures of the western margin of the Australian continent // Oil and Gas. 1974. Vol. 20. P. 24—35.

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.

Dingle R.V., Camden-Smith F. Acoustic stratigraphy and current-generated bedforms in deep ocean basins of Southeastern Africa // Mar. Geol. 1979. Vol. 33, N 3/4. P. 239—260.

Dosso L., Vidal P., Cantagrel J.M. et al. Kerguelen: continental fragment or oceanic island: petrology and isotopic geochemistry evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 43. P. 46—60.

Eittreim S.L., Ewing J. Mid-plate tectonics in the Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 32. P. 6413—6421.

Ewing M., Eittreim S., Truchan M., Ewing J. Sediment distribution in the Indian Ocean // Deep-Sea Res. 1969. Vol. 16. P. 231—248.

Exon N.F., von Rad V., von Stackelberg V. The geological development of the passive margins of the Exmouth Plateau of Northwest Australia // Mar. Geol. 1982. Vol. 47. P. 131—152.

Francis T.J.G., Raitt R. Seismic refraction measurement in the Southern Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72, N 12. P. 3015—3041.

Francis T.J.G., Shor G.G. Seismic refraction measurements in the North-West Indian Ocean // Ibid. 1966. Vol. 71, N 2. P. 17—40.

Goslin J., Recq M., Schlich R. Deep structure of the Madagascar Ridge: relation to the Crozet Plateau // Tectonophysics. 1981. Vol. 76, N 1/2. P. 75—97.

Hales A.L., Nation J.B. A seismic refraction study in the Southern Indian Ocean // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1973. Vol. 63, N 6. P. 1951—1966.

Hawkins L.V., Hennon J.F., Nafe J.E., Doyle H.A. Marine seismic refraction studies on the continental margin to the South Australia // Deep-Sea Res. 1965. Vol. 12. P. 479—495.

Heezen B.C., Tharp M. Physiography of the Indian Ocean // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1966. Vol. 259. P. 137—149.

Heirtzler J.R., Cameron P., Cook P.J. et al. The Argo abyssal plain // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 21—31.

Houtz R.E., Hayes D.E., Markl R.G. Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution and crustal structure // Mar. Geol. 1977. Vol. 25. P. 95—130.

Johnson B.D., Powell C.McA., Veevers J.S. Early spreading history of the Indian Ocean between India and Australia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47. P. 131—143.

Kahle H.G., Nainy B.R., Talvani M., Eldholm O. Marine geophysical study of the Comorin Ridge, North Central Indian basin // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 5. P. 3807—3814.

Kamen-Kaye M., Meyerhoff A.A. Petroleum geology of the Mascarene ridge, Western Indian Ocean // J. Petrol. Geol. 1980. Vol. 3. P. 123—138.

Larson R., Carpenter G., Diebold J. A geophy-

sical study of the Warton basin near the investigator fracture zone // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 773—782.

Larson R.L., Mutter J.C., Diebold J.B. et al. Cuvier basin: a product of ocean crust formation by Early Cretaceous rifting of Western Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45. P. 105—144.

McKenzie D., Sclater J. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1971. Vol. 25. P. 437—528.

Nainy B.R., Kolla V. Acoustic character and thickness of sediments of the Indus Fan and the continental margin of Western India // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 47. P. 181—195.

Raitt R. Seismic refraction measurements in the Indonesian island arc // *Rep. II Intern. Ocean. Congr. Wash., 1966.* P. 156—159.

Ségoufin J., Patriat P. Existence des anomalies

mésozoïques dans le bassin de Somalie: Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar // *C.r. Acad. sci. B.* 1980. Vol. 291. P. 85—88.

Tapscott C.R., Patriat P., Fisher R.L. et al. The Indian Ocean triple junction // *J. Geophys. Res.* B. 1980. Vol. 85. N 9. P. 4723—4739.

Tucholke B.E., Houtz R.E., Barrett D.M. Continental crust beneath the Agulhas Plateau, Southwest Indian Ocean // *Ibid.* 1981. Vol. 86. N 5. P. 3791—3806.

Veevers J.J., Cotterill D. Western margin of Australia: evolution of a rifted arch system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89. P. 337—355.

Von Bungenstock H., Closs H., Hinz K. Seismische Untersuchungen in nordlichen Teil des Arabischen Meeres (Golf von Oman) // *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochem.* 1966. N 4. S. 17—26.

ТИХИЙ ОКЕАН

Б. Хизен и Д. Форнери показали, что наиболее древние, юрско-меловые, базальты распространены в западной части Тихого океана, а наиболее молодые, позднекайнозойские, приурочены к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Базальты других районов имеют промежуточный возраст [Heezen, Fornari, 1976]. В общих чертах эта схема справедлива и в наши дни, хотя она находит подтверждение не во всех случаях. Следует также иметь в виду, что пока отсутствуют данные бурения для обширных областей ложа океана, особенно к югу от 20° ю.ш. Отклонение от ожидаемого возраста базальтов выявилось, например, на западе океана во впадине Науру, где возраст кровли второго слоя вместо предполагаемого юрского оказался среднемеловым (110±3 млн лет; ⁴⁰Ar — ³⁹Ar)¹.

В последние годы рядом экспедиций, в особенности на судах "Дмитрий Менделеев" и "Академик Курчатов" Академии наук СССР, получены важные данные о породах, слагающих второй и третий слои океанической коры и верхи мантии. Так, при драгировании на северном продолжении желоба Яп было установлено, что в основании разреза земной коры здесь залегают тектонизированные лерцолиты и серпентиниты, выше которых, сменяя друг друга, лежат габброиды, диабазы и толеитовые базальты. В самом желобе на широте о. Яп среди ультраосновных пород (также тектонизированных) преобладают серпентиниты, серпентинитовые гарцбургиты и дуниты. Здесь же встречены амфиболиты, а выше них — габбро и диабазы. В результате была подтверждена и дополнена общая схема геологического разреза океанической коры, намеченная ранее. В основании коры лежат ультрабазиты, сменяющиеся сверху габброидами и амфиболитами нижнего, третьего, слоя коры, который венчается комплексом диабазовых даек. Далее следуют толеитовые и щелочные базальты второго слоя и, наконец, осадочные отложения первого слоя (рис. 17). Последующими драгировками в зонах разломов Элтанин (Хизена), Меррей, Императорского и в районе впадины Хесса эта схема подтвердилась (см. рис. 18).

В настоящее время приведенная модель строения океанической коры в значительной части обосновывается и глубоководным бурением. В 82-м рейсе

¹ Авторы отчета по соответствующему рейсу глубоководного бурения не относят эти базальты ко второму слою, а считают их покровами в составе первого слоя океанической коры. (*Прим. ред.*).

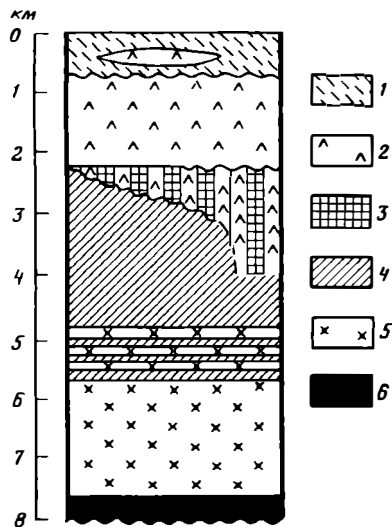


Рис. 17. Схематический разрез океанической коры, по А. В. Пейве [1977], с изменениями

1 — глубоководные осадки; 2 — толентовые базальты; 3 — диабазы; 4 — габброиды; 5 — гарибургиты, пироксены, дуниты; 6 — перцолиты

”Гломара Челленджера” при повторном бурении в скв. 504, находящейся между Южной Америкой и Галапагосскими островами, ниже базальтов второго слоя, мощность которых оказалась более 700 м, были вскрыты долериты, представляющие дайковый комплекс, характерный для верхов третьего слоя. Больше всего материала имеется по породам второго слоя, в строении которого участвуют также прослои осадочных пород, обычно сильно измененных и раскрашенных. Показателен в этом отношении разрез второго слоя в упоминавшейся выше впадине Науру (скв. 462 А). Базальты, включающие прослои и пачки осадочных отложений, прослеживаются здесь более чем на 400 м. Их нижние горизонты относятся уже к готериву—баррему. Однако часто возраст внутрибазальтовых осадков и самих базальтов в разрезах скважин неясен, и этого нельзя не учитывать при тектонических построениях.

Базальты, слагающие второй слой, по петрохимическим и геохимическим признакам неоднородны. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также в разломных зонах Императорской и Меррей распространены толентовые серии, варьирующие по составу от весьма примитивных до дифференцированных; это относится к главным, рассеянным и редкоземельным элементам. В зоне разлома Сикейрос были подняты не только различные толенты, но и щелочные базальты (возможно, связанные с локальным вулканом). Существенно отметить, что базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия вообще свойственно более высокое содержание железа и титана, чем базальтам срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов. Для Гавайской цепи характерна смена толентовых базальтов высокотитанистыми щелочными базальтами. Что касается островов Тихого океана, то их вулканизм по преобладанию натровой или калиевой тенденции делится на два типа — гавайский и таитянский.

Петрохимическое изучение базальтов поднятий Шатского и Хесса также выявило их специфику. Здесь присутствуют как толентовые, так и щелочно-базальтовые комплексы, однако несколько отличные от комплексов линейных вулканических зон.

В разрезе базальтов впадины Науру выделяются две серии: нижняя, сложенная пиллоуподобными лавами и силами долеритов и характеризующаяся повышенной железистостью и низкой титанистостью, и верхняя, представленная дифференцированными долеритами. Базальты, близкие к пиллоу-лавам, пробурены в Центральной Пацифике, между разломами Кларин и Клиппертон. Они принадлежат толентовому типу с несколько повышенной глиноземистостью. К западу от цепи Лайн и в районе гор Мид-Пацифик разбуренные базальты относятся к щелочным разностям. Существуют и другие данные о различии в составе базальтов второго слоя.

В целом магматизм Тихого океана наводит на мысль о возможном наличии крупных вещественно-структурных разноглубинных неоднородностей в литосфере, однако очертить магматические провинции пока еще трудно. Эти неоднородности вернее всего позволяют искать путь к объяснению основных структурно-морфологических районов океанического дна.

Вулканов, активных в историческое время, в Тихом океане мало. Небольшие их группы имеются в районах Гавайев, островов Общества, Самоа, Галапагосских, восточного окончания разлома Клариион. Одиночный подводный вулкан Мак Донэлд находится восточнее архипелага Табуаи [Plate..., 1981]. Наконец, недавно открыт вулкан, расположенный в 270 милях к западу от побережья штата Орегон на глубине океана 2200 м. Извержение идет через расщелину в дне. Предполагается гигантский вулканический процесс вдоль гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Геофизические данные также свидетельствуют о глубинных неоднородностях коры и литосферы океанского ложа. По строению и мощности коры на основании сейсмических данных в пределах ложа океана выделяются по меньшей мере четыре группы областей. Первая характеризуется тонкими слоями и общей мощностью в среднем 6 км. Такая кора лежит под абиссальными плитами. Ко второй группе принадлежат линейные вулканические хребты с увеличенной мощностью второго слоя, местами обладающие "корнями", с общей мощностью коры 10—15 км, например, Гавайский хребет. Третью группу образуют обширные поднятия с мощностью коры порядка 20 км и более (Шатского, Хесса и др.). В них значительно увеличена мощность второго и третьего слоев. Наконец, важнейшую специфическую область представляет собой Восточно-Тихоокеанское поднятие, для гребневой зоны которого характерны малая мощность второго и третьего слоев и присутствие разуплотненной мантии.

На большей части океанского ложа его тектоническими ограничениями служат глубоководные желоба. Но близ Антарктиды и на значительной части приокеанской зоны Северной Америки их нет. Что касается последнего случая, то имеется много данных в пользу пологого надвига, по которому континентальная пластина надвинута на океанское ложе. Тектонические соотношения Антарктиды с Тихим океаном выяснены недостаточно.

Океанские окраины в совокупности образуют фронтальную часть Тихоокеанского тектонического пояса, тыловая часть которого лежит на материках. Тектонические зоны, составляющие этот пояс, связаны друг с другом по простирацию и в сочетании образуют гигантское Тихоокеанское тектоническое кольцо (Circum Pacific Belt). На любом отрезке этого кольца можно видеть омоложение в сторону океана образующих его тектонических зон. Соответственно, тыловые части пояса представляют собой области с давно сформированной зрелой континентальной корой (палеозой, мезозой), тогда как в районах островных дуг кора такого типа еще далеко не сформировалась. Гранитно-метаморфический слой в районах островных дуг не имеет сплошного распространения; вообще в пределах океанских окраин он сильно варьирует по мощности, времени образования, степени и направленности развития. Общая тенденция — развитие в сторону формирования континентальной коры, но процесс этот осложняется деструктивными явлениями с утонением и разрушением гранитно-метаморфического слоя. Тектоническая подвижность океанских окраин в сочетании с вулканическими и сейсмическими явлениями определяет общую тектоническую неустойчивость этих окраин.

Нет убедительных признаков того, что Тихий океан, подобно Атлантике, образовался в результате раскола и дрейфа континентальных масс. Напротив, некоторые геологи на основании изучения строения Тихоокеанского пояса приходят к заключению, что в рифее Тихий океан уже существовал. Тихоокеанский тектонический пояс и ложе Тихого океана в совокупности образуют Тихоокеанский сегмент Земли, структурно противопоставляемый Индо-Атлантическому. Нужно думать, что это различие в строении земного шара имеет глубокие исторические корни.

Восточно-Тихоокеанским поднятием большая северная часть Тихого океана делится на два неравных сектора — восточный и западный [General...,

1975—1982], описания которых даны отдельно. Кроме того, обособляется (и также отдельно описывается) южная часть океана, лежащая к югу от полосы разломов, проходящей через острова Самоа у северо-восточного выступа Меланезии, Общества, Туамоту, вдоль разлома островов Пасхи, Сан Фелис и Сан-Амбросио к побережью Южной Америки у г. Антофагаста (Чили). Важную роль играет также "главная диагональ Тихого океана" — линия, проходящая вдоль Императорского разлома, Гавайских островов, хр. Лайн и островов Туамоту, которая делит западную область океана, лежащую к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, на северо-западный и северо-восточный секторы.

ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Восточно-Тихоокеанское поднятие как единая тектоническая зона включает два морфологически обособленных поднятия: Южное (Южно-Тихоокеанское) и собственно Восточное (Восточно-Тихоокеанское), разделенные крупной поперечной разломной (сдвиговой) системой Элтанин. На западе Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжается в Индийский океан, будучи отделено от срединного Австрало-Антарктического хребта южнее Австралии также крупной разломной системой с субмеридиональными сдвигами. На востоке поднятие прослеживается до Калифорнийского залива, уходя под материк. Принято считать, что район хребтов Горда и Хуан-де-Фука представляет северное продолжение поднятия, как бы вынырнувшего из-под материковой плиты. Таким образом, расположение поднятия в Тихом океане резко асимметрично — оно смещено на восток. В том же направлении оно и изогнуто, что позволяет думать о связи отмеченных особенностей с вращением Земли.

В поперечном сечении Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой в целом широкое и очень пологое возвышение. Границы его осевой части условно можно проводить по магнитной аномалии 5, отвечающей позднему миоцену (10 млн лет). Средняя ширина поднятия в этом случае — 1000—1500 км. Амплитуда превышения поднятия над дном сопредельных абиссальных впадин относительно невелика и измеряется тысячами метров. В пределах поднятия находится о. Пасхи, сложенный молодыми вулканитами щелочно-базальтового состава, извергнутыми из трех вулканов. Иногда к поднятию относят также и невысокий о. Сала-и-Гомес, представляющий собой вершину подводной горы. Центральная рифтовая долина вдоль гребня хребта большей частью отсутствует, и это одна из структурных черт, отличающая Восточно-Тихоокеанское поднятие от Срединно-Атлантического хребта. Детальными работами в районе 3° ю.ш. установлено дробление гребневой зоны на протяженные, но мелкие горсты и грабены размером в поперечнике в сотни и десятки метров. В приосевой зоне Восточно-Тихоокеанское поднятие обычно перекрыто маломощным чехлом молодых осадков.

Восточно-Тихоокеанское поднятие пересечено множеством трансформных разломов, которые разбивают его на большое число сегментов, смещенных друг относительно друга. С юга на север можно упомянуть разломы: Удинцева, Элтанин, Челленджер, Галапагосский, Пасхи, Сикейрос.

Направление смещения сегментов Восточно-Тихоокеанского поднятия по разломам восточное, что соответствует его общему изгибу, а также структурному положению в океане. Нельзя не обратить внимания на то, что не все разломы пересекают поднятие целиком. В то же время многие разломы, начинаясь далеко за пределами гребневой зоны, выходят за пределы поднятия на большое расстояние, прорезая абиссальные плиты. Это определяет большую сложность пространственного распределения полей напряжения в коре той области океана, где находится Восточно-Тихоокеанское поднятие.

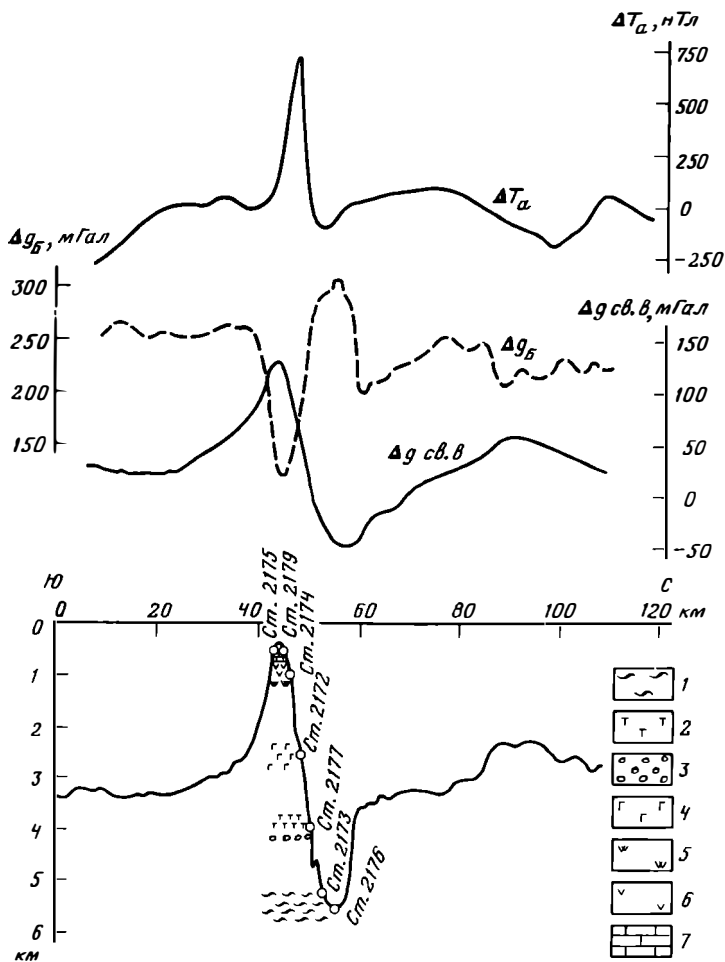


Рис. 18. Геолого-геофизический разрез по меридиональному профилю через разлом Хизена [Глубинные..., 1984]

1 — амфиболитовые сланцы; 2 — перидотиты (гарибургиты, лерцолиты); 3 — гранулиты (оливин-пироксен-амфибол-плагноклазовые); 4 — габбро; 5 — долериты; 6 — базальты; 7 — известняки

По морфологическим особенностям и специфическим чертам спрединга Восточно-Тихоокеанское поднятие противопоставляется Срединно-Атлантическому хребту, представляя другой тип структурных образований этой категории. Анализ структурного развития Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса в целом показывает неодновременность возникновения его отдельных частей, а также переориентировку спрединговых зон во времени, сопровождающуюся отмиранием и разрушением одних систем и появлением новых.

Южно-Тихоокеанское поднятие простирается субширотно в виде слабо-выпуклой к юго-юго-востоку дуги от разлома Маккуори примерно на 160° в.д. до разломов Элтанин, имея протяженность по изобате 4 км около 6000 км и ширину от 800 до 1200 км [Живаго, 1979]. Это пологовыпуклое вздутие земной коры с крупноглыбовым рельефом и отметками вершин около 2,5 км. На западном и восточном флангах хребта рифтовая долина отсутствует, но она намечается в его средней части. Трансформные разломы, пересекающие поднятие, меняют свое простираение от почти меридионального на западе до северо-западного на востоке. Наиболее крупным из них является разлом

Удинцева на востоке, почти параллельный и близкий зоне Элтанин, со смещением оси Южно-Тихоокеанского поднятия примерно на 400 км. В целом Южно-Тихоокеанское поднятие исследовано еще недостаточно.

Зона разломов Элтанин, разделяющая Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия, одна из самых примечательных в Мировом океане. Общая протяженность зоны около 5000 км; она прослеживается от Новозеландского плато до котловины Беллингаузена в юго-восточном направлении. Ширина зоны около 400 км; она включает серию отдельных разломов, из которых главные носят имена Хизена и Тарп (рис. 18). Рельеф в зоне разломов отличается исключительно высокой расчлененностью. Как и в других районах Мирового океана, разломам соответствуют ущелья, глубина которых более 5 км; они разделены гребнями, поднимающимися до отметок около 700 м. В полосе разлома Хизена зарегистрирована максимальная глубина 5810 м; на расстоянии 16 км от нее к юго-западу отметка гребня составляет всего 730 м, т.е. перепад глубин превышает на этом участке 5000 м. Ширина днища ущелья — 4000 м. Общее правостороннее смещение оси хребта в зоне Элтанин порядка 800 км.

Большой интерес представляют результаты драгирования склона ущелья разлома Хизена, из нижней части которого были подняты амфиболитовые (плагиоклаз-актинолитовые) сланцы [Кашинцев, Жданов, 1981], а гипсометрически выше — толеитовые базальты, перидотиты, габбро-долериты и снова базальты [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978]. Амфиболитовые сланцы претерпели микроскладчатость, плейчатость, рассланцевание и катаклаз. По составу они отвечают океаническим базальтам или долеритам. Их тектонизация, а также залегание под перидотитами логично объясняются взбросо-надвиговыми явлениями в зоне разлома.

Грандиозное Восточно-Тихоокеанское поднятие простирается в южной части в северо-восточном, а к северу от экватора — в северо-западном направлении на расстоянии почти 8000 км. На этом протяжении хребет все более сближается с Американскими континентами и, наконец, смыкается с континентом Северной Америки в устье Калифорнийского залива.

Гигантскими широтными разломами Восточно-Тихоокеанское поднятие, так же как и обширные, прилегающие к нему с обеих сторон пространства океанского ложа, разделено на отрезки (сегменты): южный (от системы разломов Элтанин до разлома о. Пасхи), центральный (от разлома о. Пасхи до Галапагосского разлома) и северный (от Галапагосского разлома до разлома Клариян и района устья Калифорнийского залива). Морфология и структурные особенности поднятия на этих отрезках несколько варьируют.

На южном отрезке ширина Восточно-Тихоокеанского поднятия, считая от изобаты 4500 м, — 1600 км; от изобаты 4000 м — 800—1000 км. Ширина гребневой зоны выше изобаты 3000 м порядка 160 км. Глубины над нею в среднем около 2,5 км, но отдельные вершины поднимаются до глубины менее 1,5 и даже 1 км. Рифтовая долина отсутствует, вместо нее наблюдается горстообразно поднятый массивный блок. По обе его стороны в гребневой зоне поднимаются отдельные островершинные вулканические конусы. На своем протяжении от разломов зоны Элтанин до разломов зоны о. Пасхи Восточно-Тихоокеанское поднятие рассечено серией трансформных разломов, из которых наиболее крупными являются разломы Менарда и Челленджера, входящий в Чилийскую систему разломов.

Осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия в целом отличается сокращенной мощностью земной коры (порядка 3,5 км) при отсутствии или ничтожном распространении осадков и неглубоком залегании разуплотненной и, очевидно, разогретой верхней мантии с $v_p = 7,4—7,7$ км/с. По мере удаления от осевой зоны к флангам общая мощность коры возрастает, а скорости

на поверхности М становятся нормальными, т.е. более 8 км/с. Увеличивается и мощность осадочного слоя за счет появления все более древних горизонтов неогена.

Линейные магнитные аномалии четко выражены в осевой зоне — до аномалии 5 (поздний миоцен) включительно. На юге, близ зоны Элтанин, на флангах появляется серия более древних аномалий — до аномалии 30 на северо-западном фланге и аномалии 32 на юго-восточном.

На центральном отрезке Восточно-Тихоокеанское поднятие обладает шириной до 1300 км, подножье его склонов находится на глубине 4200 м, осевая зона начинается с 3500 м, отдельные вершины поднимаются до отметок менее 2000 м, рифтовая долина отсутствует [Удинцев, 1972]. Ось хребта полого изгибается к северо-востоку, пересекаясь несколькими трансформными разломами относительно небольшой амплитуды. Детальная съемка на 20° ю.ш. показала, что в течение последних 2,4 млн лет спрединг здесь был асимметричным и шел со скоростью 7 см/год на западном фланге и 9,2 см/год — на восточном [Rea, 1978]. Подобная же асимметрия спрединга отмечена другими исследователями и южнее, вплоть до зоны Элтанин.

В области северного сегмента Восточно-Тихоокеанское поднятие (выделявшееся здесь ранее под названием поднятия Альбатрос) все более сближается с американским побережьем и окаймляющим его Центральноамериканским желобом. При этом оно постепенно изменяет свое простирание с почти меридионального на северо-северо-западное и смещается к западу вдоль трансформных разломов Сикейрос, Клиппертон и Кларин, из которых последний принимается за северную границу описываемого отрезка.

Восточно-Тихоокеанское поднятие на этом участке обладает пологими склонами, относительно небольшой высотой (гребневая зона лежит на глубинах 3,4—2,7 км, а склоны оконтуриваются изобатой 4 км) и шириной от 500 до 1300 км, наибольшей в средней части. Рельеф осевой зоны резко расчлененный, грядовой, рифтовая долина не выражена; отдельные горы поднимаются до отметок менее 2,5—2 км. Линейные магнитные аномалии проявлены четко, до аномалии 5 включительно.

Детальные сейсмические и сейсмологические исследования в районе пересечения Восточно-Тихоокеанского поднятия разломом Сикейрос (между 9 и 10° с.ш.) и севернее, близ горла Калифорнийского залива (на 21° с.ш.), показали, что в пределах осевого приподнятого блока поднятия уже на глубине 2—2,5 км под третьим слоем коры с $v_p = 6,7$ км/с находится зона резко пониженных скоростей сейсмических волн ($v_p = 5$ км/с). Эта зона интерпретируется как зона частичного плавления мантии или как магматическая камера. Она исчезает уже на расстоянии 10 км от оси спрединга.

В наиболее северной части описываемого отрезка, к северу от разломов Кларин и Ривера, там, где происходит "внедрение" оси спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия в "тело" Северо-Американского континента, поднятие осложнено (в отличие от всех более южных его частей) рифтовой долиной шириной в 15 км и относительной глубиной в 600 м. В пределах залива наблюдается чередование коротких (< 50 км) отрезков оси спрединга и значительно более длинных (> 100 км) трансформных разломов с правосторонним смещением. Первые простираются в северо-восточном, вторые — в северо-западном направлении. Их комбинация и создает узкую депрессию залива, вытянутую несколько меридиональнее простирания трансформных разломов. Отрезкам оси спрединга отвечают в рельефе дна залива линейные ложбины глубиной более 2 км и шириной в первые километры. Континентальная кора в осевой зоне залива замещена океанической; ее второй слой на юге залива выходит на поверхность. Однако, начиная с центральной части, к северу возрастает мощность осадков; в верхней части они представлены турбидитами,

главным источником материала которых служат выносы р. Колорадо, выпадающей в вершину залива. Скорость спрединга в устьевой части залива оценивается в 6 см/год, а его начало датируется концом миоцена.

Благодаря глубоководному бурению [Leg 64..., 1979] и детальному изучению с погружаемого аппарата [Lonsdale, Lawver, 1980] обнаружено, что рифтовая долина своими периферическими сбросами врезана в четвертичные диатомовые илы и заполнена мощными турбидитами, в которые внедрены силлы или, точнее, бисмалиты, сложенные долеритами. В рифтовых долинах обнаружены исключительно высокий тепловой поток, гелиевая аномалия и проявления гидротермальной деятельности с отложением талька и пирротина.

В вершине Калифорнийского залива происходит смыкание системы трансформных разломов залива с внутриконтинентальным сдвигом Сан-Андреас того же северо-западного простирания и направления смещения, причем рифт продолжается еще на некоторое расстояние по суше. Сдвиг Сан-Андреас пересекает Калифорнию, у мыса Арена выходит на побережье и, простираясь к берегу, в районе мыса Мендосино сливается (или пересекается?) с одноименным широтным разломом. К северу от этого разлома вновь появляется структура типа срединного хребта, но к югу она отсутствует на всем протяжении вплоть до широты южного окончания п-ова Нижняя Калифорния, и здесь ложе Северо-Восточной котловины Тихого океана приходит в прямой контакт с подводной окраиной континента Северной Америки.

Калифорнийскую спрединговую систему часто рассматривают в качестве соединительного звена между Восточно-Тихоокеанским рифтовым поясом и спрединговой системой хребтов Горда—Хуан-де-Фука, лежащей против пограничных районов Канады и США. Последняя образует в плане типичный лестничный рисунок с протяженностью хребтов около 400 км. Для обоих хребтов скорость спрединга оценивается 3 см/год. В хребтах драгированы свежие базальты. Об обнаружении вулкана в хр. Хуан-де-Фука уже упоминалось. Имеется предположение, что плита Хуан-де-Фука поддвигается под Каскадные горы, обуславливая их вулканическую активность. Наряду с этим существуют данные о большом срыве коры на западе континента Северной Америки и перекрытии океанической плиты континентальной.

На широте экватора и вдоль него от Восточно-Тихоокеанского поднятия под прямым углом отходит к востоку Галапагосское поднятие. Вместе с ответвляющимися от него на востоке хребтами Кокос и Карнеги оно представляет собой область резко расчлененного рельефа, контрастирующего со значительно более спокойным рельефом соседних котловин Кокос и Наска, порожденных спредингом Восточно-Тихоокеанского поднятия. Высокая сейсмичность, высокий тепловой поток, симметрично расположенные интенсивные линейные магнитные аномалии, отчетливо выраженная рифтовая долина с осевым грабеном позволили установить здесь самостоятельную широтную ось спрединга, образующую тройное сочленение с Восточно-Тихоокеанской осью и смещенную сначала к югу, а затем все дальше к северу меридиональными трансформными разломами. Вместе с тем осевая зона Галапагосского поднятия отличается от осевых зон как Восточно-Тихоокеанского поднятия, так и Срединно-Атлантического хребта. Она имеет ширину 25—30 км; в ее центре на меридиане 86° 10' в.д. протягивается рифтовая долина шириной в 3—4 км и глубиной в 200—260 м (абсолютная глубина — 2500 м). Посредине этой долины прослеживается узкое центральное поднятие высотой около 50 м, совпадающее с осью спрединга. По обе стороны центрального поднятия простираются лавовые равнины, заполненные предположительно продуктами трещинных излияний. Как в пределах центрального поднятия, так и на этих равнинах наблюдаются открытые трещины шириной до 2 км; к ним и приурочены проявления гидротермальной деятельности. Далее по периферии рифтовой долины,

вплоть до ограничивающих ее уступов, рельеф состоит из чередования ложбин и гребней.

К востоку, а в последнее время и к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия выявляются также зоны древнего (отмершего) спрединга. В рельефе акустического фундамента они выражены в виде хребтов (рис. 19) или осесимметричных полос магнитных аномалий. Такие зоны прекратили функционировать в разное время, окончательно — в конце миоцена.

Одна из таких древних осей спрединга выявлена несколько западнее современной зоны спрединга и протягивается параллельно ей на меридиане южного окончания п-ова Нижняя Калифорния. Она функционировала до позднего миоцена включительно (перескок в современное положение произошел между эпохами магнитных аномалий 6 и 5). Эта древняя ось спрединга в средней части выражена в рельефе подводным хр. Клиппертон, а в северной — хр. Математиков. Таким образом, если к югу от Галапагосского тройного сочленения ось спрединга первоначально находилась к востоку от современной, то севернее этого сочленения она проходила к западу от последней.

С восточной стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия к этой же категории структур относится субмеридиональное Южно-Галапагосское поднятие шириной около 180 км со сложнорасчлененным грядовым рельефом и слабонамечающейся древней рифтовой долиной [Живаго, 1979]. Это поднятие отвечает отмершей 9 млн лет назад, в позднем миоцене, оси спрединга, функционировавшей с позднего олигоцена. Южно-Галапагосское поднятие отделено от Восточно-Тихоокеанского депрессией глубиной до 5126 км, ограниченной с запада уступом. Вдоль цепочки гребней к западу от этого уступа намечается короткоживущая ось спрединга, промежуточная между Южно-Галапагосской и Восточно-Тихоокеанской. Еще одна ось спрединга, более древняя, чем Южно-Галапагосская, существовала, вероятно, к востоку от последней; здесь установлен короткий Восточный подводный хребет [Живаго, 1979].

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ (ЮЖНЫЙ СЕКТОР) ТИХОГО ОКЕАНА

К южному сектору Тихого океана относится площадь к югу от полосы разломов, идущих от островов Самоа к разлому Пасхи или, по мнению некоторых авторов, к разлому Челленджера и далее к району г. Антофагаста на побережье Южной Америки. Эта часть Тихого океана, детально описанная недавно А.В. Живаго [1979], существенно отличается от северной.

К северо-западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия здесь располагается огромная Южная котловина (Южная плита), разделенная на две части (южную и северную) поперечной зоной относительно древнего вулканизма Луизвиль, эта зона находится на продолжении разломной системы Элтанин.

Южная часть Южной котловины характеризуется пологохолмистой поверхностью с глубинами 5—5,5 км; на продолжении трансформных разломов Южно-Тихоокеанского поднятия отмечаются отдельные более глубокие (до 6250 м) ложбины. Мощность осадков в центральной части и южном борту котловины порядка 100—150 м; она несколько возрастает к краю Новозеландского плато. В пределах этой части котловины прослеживается продолжение системы линейных магнитных аномалий Южно-Тихоокеанского поднятия, вплоть до аномалии 32 у подножья Новозеландского плато, т.е. кора котловины имеет сенонско-раннепалеогеновый возраст.

Новозеландское плато, состоящее из плато Кемпбелл на юге, поднятия Четем на севере и разделяющего их прогиба Баунти, подстилается континентальной корой мощностью 26—30 км (плато Кемпбелл). Это фрагмент континентального блока, ранее (80 млн лет назад) охватывавшего не только Новую Зеландию, но и Антарктиду. Ныне плато погружено на глубину 2000 м. В пределах краевой

части ложа Тихого океана это единственный установленный фрагмент континентальной коры. На островах обнажаются породы фундамента плато вплоть до образований мезозойского возраста, развиты гранодиориты и граниты с возрастом соответственно 189 и 120—100 млн лет, и только острова Антиподов на краю плато сложены четвертичными щелочными базальтами. Выступы фундамента разделены прогибами глубиной местами более 2 км, выполненными кайнозойскими осадками, дислоцированными до олигоцена включительно [Davey, Houtz, 1977]. Примерно посредине плато прослеживается зона интенсивных магнитных аномалий, сопоставляемая с так называемой аномалией Стокса Новой Зеландии, отвечающей здесь ультрамафическому поясу на континенте эв- и миогеосинклинальных образований.

Северная часть Южной котловины, примыкающая на западе к желобу Тонга-Кермадек или его красвому валу, значительно шире южной; однако глубины более 5 км установлены лишь в западной части, где ложе котловины лежит на глубине до 5,5—5,7 км; отмечаются отдельные более глубокие (до 6,6 км) ложбины, связанные с разломами.

Мощность и строение Южной котловины типичны для океанов, но в районе островов Кука наблюдается некоторое увеличение мощности до 10—15 км, очевидно за счет раздува второго слоя, надстроенного щелочными базальтами. Мощность осадочного слоя составляет сотни метров на периферии котловины, но снижается до 50 м в ее центральной части. Котловина практически асейсмична.

Линейные магнитные аномалии, от 7 или 9 до 31—32, установлены в восточной части котловины; к северу от разломов Элтанин и Менарда они простираются почти меридионально, под острым углом к более молодым аномалиям срединного хребта. Это свидетельствует об их образовании от другой оси спрединга, которая намечается восточнее современного хребта. В западной части котловины линейные аномалии отсутствуют; это зона спокойного магнитного поля, отвечающего середине мелового периода. Пробуренная уже близ желоба Тонга скв. 204 глубоководного бурения вскрыла базальты с возрастом 140 млн лет.

К юго-востоку от Южно-Тихоокеанского поднятия в рассматриваемом секторе Тихого океана (т.е. к югу от разломов Пасхи) находятся две котловины: крупная Беллинсгаузена и относительно небольшая Чилийская, разделенные Западно-Чилийским поднятием. На востоке к котловине Беллинсгаузена примыкает котловина моря Скоттия.

Котловина Беллинсгаузена, занимающая южную часть Тихого океана, протягивается почти на 5000 км при ширине порядка 1600 км вплоть до подводной окраины Западной Антарктиды и южной оконечности Южной Америки. Она отделена порогом от котловины моря Скоттия, с севера ограничена Западно-Чилийским поднятием, а на западе, постепенно сужаясь и мелея, простирается до разлома Маккуори. Котловина Беллинсгаузена лишь в своей осевой части достигает 5-километровых глубин, а ее максимальные глубины не превышают 5400 м. Отчасти это связано с поступлением значительных масс обломочного материала со стороны Антарктиды и Южной Америки; у подножья их материковых склонов мощность осадочного чехла достигает 5—6 км. Строение коры установлено для северо-восточной части котловины, где оно является типичным для океанов. Котловина сейсмически спокойна.

Что касается линейных магнитных аномалий, то большую часть котловины Беллинсгаузена занимает южное и юго-восточное продолжение системы аномалий Южно- и Восточно-Тихоокеанских поднятий, доходящих здесь до аномалии 32. Позднемеловой—раннепалеогеновый возраст большей части ложа котловины подтвердила скв. 323, которая вскрыла над базальтами отложения верхнего мела. Более молодой возраст имеет самая восточная часть котловины, примыкающая к Антарктическому полуострову, проливу Дрейка, южной оконечности

Южной Америки и Западно-Чилийскому поднятию. Здесь выявлена своя система аномалий, от аномалии 28 и моложе, уходящая на востоке в море Скотия, а южнее омолаживающаяся до аномалии 3 в сторону Антарктического полуострова.

Котловина моря Скотия с корой океанического типа отделена от котловины Беллингаузена порогом в районе пролива Дрейка, состоящим из двух узких подводных гряд, направленных навстречу друг другу со стороны Огненной Земли и со стороны Южно-Шетландских островов. Эти гряды совпадают с крупным трансформным разломом Шеклтона, параллельным трансформным разломам моря Беллингаузена. Разлом Шеклтона соединяет ось спрединга Западно-Чилийского поднятия с осью спрединга моря Скотия, которая в пределах его глубоководной части смещается еще несколькими трансформными разломами, параллельными разлому Шеклтона. В западной половине котловины к западу от меридиана Южно-Оркнейских островов развиты линейные магнитные аномалии 8 (29 млн лет) — 4 (6 млн лет). Это означает, что раскрытие впадины моря Скотия началось в середине олигоцена.

Впадина моря Скотия замыкается на востоке молодой (плиоценовой) Южно-Сандвичевой вулканической дугой. В крайней восточной части моря Скотия, в непосредственном тылу Южно-Сандвичевой дуги, установлена современная ось спрединга меридионального простираения, сопровождаемая линейными аномалиями до 4А (поздний миоцен) включительно. Эта ось спрединга предположительно сочленяется с Американско-Антарктической осью спрединга на юго-западе Атлантического океана через посредство широтного трансформного разлома, ограничивающего с юга Южно-Сандвичеву дугу и проходящего на западе вдоль южного борта впадины Скотия непосредственно севернее Южно-Оркнейских и южно-Шетландских островов. С этим разломом может быть связан желоб к северу от Южно-Оркнейских островов [Barker, Hill, 1981].

Западно-Чилийское поднятие, простирающееся от района о. Пасхи к побережью Чили, морфологически представляет юго-восточную ветвь Восточно-Тихоокеанского хребта, оконтуренную изобатой 3500 м и поднимающуюся до 3000 м, а в отдельных вершинах и до отметок порядка 3000—2000 м. Рельеф поднятия сложный, сходный с рельефом срединно-океанических хребтов [Удинцев, 1972]. Сходство подчеркивается наличием в осевой зоне глубокой и широкой депрессии с максимальной глубиной 4631 м, по мнению Г.Б. Удинцева, в известной мере сходной с рифтами срединных хребтов. О спрединговой природе Западно-Чилийского поднятия свидетельствуют также практическое отсутствие осадочного покрова, высокая, но неглубокая сейсмичность и линейные магнитные аномалии от аномалии 23 на юго-западном до аномалии 15 на северо-восточном фланге. Ось спрединга прослеживается на север лишь до Чилийской зоны разломов, через которую и происходит сочленение с Восточно-Тихоокеанским поднятием, оконтуренным на этом участке аномалией 6 (поздний миоцен). На юго-востоке ось спрединга Западно-Чилийского поднятия приходит в соприкосновение с южным погребенным продолжением Перуанско-Чилийского желоба.

Чилийская котловина треугольной формы обращена своей вершиной к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Сторонами ее служат: на севере — восточное продолжение зоны разломов о. Пасхи с вулканическими островами архипелагов Сала-и-Гомес, Сан-Фелис и Сан-Амбросио, на востоке — побережье Чили и на юго-западе — Западно-Чилийское поднятие. Глубина котловины — 3,5—4 км и лишь на востоке более 4 км, а в ложбинах зон крупных разломов и более 5 км. В котловине много вулканических гор; вершины некоторых из них возвышаются над уровнем моря, в частности в виде островов Хуан-Фернандес близ побережья Чили. Мощность коры и ее строение типичны для океанов: до 450 м осадков; $1,3 \pm 0,5$ км приходится на второй слой с $v_p = 4,6—5,8$ км/с; 4,8 км (в среднем) — на третий слой с $v_p = 6,8$ км/с; общая мощность коры порядка 6 км, а v_p на гра-

нице М — 7,8—8,4 км/с [Геофизика..., 1979]. Тепловой поток также близок к среднему для ложа океана.

Линейные магнитные аномалии 5—19 (средний эоцен—поздний миоцен), выявленные в восточной части Чилийской котловины, простираются в север-северо-западном направлении под некоторым углом к аномалиям Западно-Чилийского поднятия, ориентированным более долготно. Они, видимо, связаны с древней осью спрединга, выявленной севернее и известной под названием Южно-Галапагосского поднятия [Живаго, 1979].

ОБЛАСТЬ К ВОСТОКУ ОТ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ (ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР ТИХОГО ОКЕАНА)

СТРУКТУРЫ ОКЕАНСКОГО ЛОЖА

Эта морфологически и тектонически достаточно сложная область Тихого океана заключена между мексиканским—центральноамериканским—перуанским побережьем Америки, Восточно-Тихоокеанским поднятием и разломами Пасхи. Галапагосским разломом она делится на две части, прилегающие к ранее указанным центральному и северному отрезкам Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В южной части этой площади в створе центрального отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия расположена Перуанская котловина шириной около 2000 км с глубинами 3,6—5,6 км, которая примерно посредине пересекается упоминавшимся выше субмеридиональным Южно-Галапагосским поднятием. Самая древняя магнитная аномалия на востоке Перуанской котловины индексирована как 16 (ранний олигоцен), а скв. 319, пробуренная в депрессии Бауэр, вскрыла базальты среднемиоценового (16 млн лет) возраста.

Юго-восточный угол Перуанской котловины ограничен хр. Наска, простирающимся в северо-восточном направлении от зоны разломов о. Пасхи до Перуанско-Чилийского желоба, в структуре которого его окончанию соответствует седло с глубиной 4910 м, разделяющее желоб на собственно Перуанский и собственно Чилийский. Хр. Наска — глыбовое поднятие, сложенное толентовыми базальтами; при длине почти в 1000 км он имеет ширину порядка 270 км, очень крутые склоны, особенно юго-восточный, и выровненную вершинную поверхность на глубине около 2 км, над которой отдельные горы поднимаются до отметок менее 500 м. Их вершины также срезаны абразией; с них подняты обломки неогеновых кораллов. В то время как кора Перуанской котловины, подобно Чилийской котловине, имеет типичную для ложа океана мощность, под хр. Наска она возрастает до 15 км. Хребет асейсмичен.

Между хр. Наска, архипелагом Сан-Фелис—Сан-Амбросио на разломе о. Пасхи и краевым валом Чилийского желоба зажата небольшая котловина Наска с глубинами 4,5—4,8 км, максимально — до 5—5,3 км в ложбинах разломов. Земная кора в этих котловинах типично океаническая с мощностью осадков около 100 м, второго слоя — 1 км, третьего слоя — 6 км. Сейсмическая активность отсутствует, тепловой поток нормальный для океанических котловин. На востоке котловины, перед краевым валом, установлена магнитная аномалия 20 (средний эоцен).

От широтной оси описанного ранее Галапагосского поднятия, служащего северным ограничением Перуанской впадины, отходят хребты Кокос (к северо-востоку) и Карнеги (к юго-востоку), достигающие подводной окраины материка. Оба оконтуриваются изобатой 3 км, а их вершины поднимаются до 2,5—2 км и выше и отмечаются сходным строением земной коры; мощность ее — 15 км. По данным бурения, на хр. Карнеги (скв. 157) второй слой перекрыт прерывистым чехлом пелагических карбонатов позднемиоценового возраста.

Начало образования Галапагосского поднятия и хребтов Кокос и Кар-

неги датируется ранним миоценом; до этого плиты Наска и Кокос (последняя находится к северу от поднятия) разделялись трансформным разломом и первоначально входили в состав плиты Фараллон, охватывавшей все океанское пространство к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия.

В раструбе между хребтами Кокос и Карнеги расположена Панамская котловина с глубинами до 4,2 км и резко расчлененным рельефом. В котловине выделяются небольшие хребты Коиба и Мальпело, соответственно меридионального и северо-восточного простирания. Первый из этих хребтов рассматривается как отторженец хр. Кокос, смещенный по трансформному разлому, а второй — как отторженец хр. Карнеги, отчлененный при образовании гипотетического рифта Мальпело.

В створе северного отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия к северу от Галапагосского поднятия и системы хребтов Кокос и Карнеги расположена Гватемальская котловина. Глубины котловины невелики — в среднем 3,3—3,6 км и до 4 км на северо-востоке близ желоба; отдельные ложбины имеют глубину до 5 км. Рельеф в центре выровненный, по периферии расчлененный. Выделяется хр. Теуантепек северо-восточного простирания, примыкающий под углом около 45° к разлому Клиппертон и упирающийся в Центральноамериканский желоб против Теуантепекского перешейка в Мексике.

СИСТЕМА ЖЕЛОБОВ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Описанные выше элементы океанского ложа южных и восточных областей Тихого океана отделены от континентов Южной и Северной Америки системой глубоководных желобов, главными из которых являются Перуанско-Чилийский и Центральноамериканский.

Перуанско-Чилийский желоб простирается вдоль узкой подводной окраины Южной Америки от экватора и почти до 40° ю.ш., с пережимом против хр. Наска. Он отличается небольшой шириной, V-образным профилем, очень крутыми и расчлененными склонами; особенно крутым и высоким является материковый склон. Наибольшая глубина перуанской части желоба — 6601 м, чилийской — 8069 м; последняя приходится на продолжение зоны разломов о. Пасхи. На большей части своего протяжения желоб очень слабо заполнен осадками, в заметном количестве проявляющимися лишь к югу от широты Вальпараисо, где дно желоба становится плоским. Еще южнее желоб постепенно утрачивает свою морфологическую выраженность, очевидно вследствие заполнения осадками. То же, видимо, происходит и на севере, к северу от широты Кито. Но на крайнем юге, к югу от Магелланова пролива, появляется Огнеземельский желоб, огибающий южную оконечность Южной Америки; его глубины, однако, не превышают 4,2—4,5 км. Кора под внешним склоном и осью Перуанско-Чилийского желоба имеет характерные для океанической коры мощности и строение. В основании материкового склона на дне выходит сейсмофокальная поверхность зоны Беньофа, уходящей под материк до глубины более 600 км под Центральными Андами и более 150 км под Северными и Южными.

Центральноамериканский желоб, отделяющий Гватемальскую котловину от побережья Мексики и Гватемалы, протягивается на 2400 км при ширине 40—60 км. Он оконтуривается изобатой 4,5 км, имеет V-образный профиль с обычной асимметрией материкового и океанского склонов и достигает максимальной глубины в 6662 м. Желоб пересечен двумя профилями глубоководного бурения — против Мексики (на меридиане г. Мехико) и Гватемалы.

На мексиканском профиле в нижней части материкового склона желоба сважинами вскрыта аккреционная призма, сложенная деформированными алевритами и песками позднемиоценового—плейстоценового возраста. Для слоев характерны изменчивые, почти до вертикальных, углы падения, трещины, зер-

кала скольжения; обратная стратиграфическая последовательность отложений вверх по склону наряду с параллельностью слоев отражающим площадкам интерпретируется как проявление надвигов. Интенсивность деформаций убывает вверх по разрезу скважин, где появляются более тонкозернистые осадки, отвечающие уже современным глубинам склона. Сква. 490, заданная в средней части склона, вскрыла слабодеформированные и полого залегающие отложения верхнего миоцена—плиоцена, уже не принадлежащие к осадкам желоба, а следующие вверх по склону скв. 489 и 493 — на глубинах 300 и 670 м вошли из отложений нижнего миоцена в континентальный кристаллический фундамент. Резкий контакт континентального основания с аккреционной призмой заставляет думать либо о его тектонической эрозии, либо о срезании сдвигом в связи с перпендикулярностью движения океанской плиты по отношению к краю континента.

Неожиданными оказались результаты бурения напротив побережья Гватемалы [Von Huepe et al., 1980], приводящие к заключению об отсутствии или минимальном развитии здесь аккреционной призмы. Дополнительно пробуренные в 1982 г. на внутреннем склоне желоба скважины (у побережья Гватемалы и Коста-Рики) достигли акустического фундамента, представленного породами офиолитового комплекса, очевидно идентичного офиолитам, обнаженным на побережье Гватемалы, Коста-Рики и Панамы. Этот фундамент трансгрессивно перекрыт отложениями от нижнего эоцена до нижнего миоцена. На основании всей суммы данных история Гватемальской окраины рисуется в следующем виде: а) предкампанский надвиг ультрамафитов на юрско-меловые породы с последующим их перекрытием кампан-маастрихтскими известняками; б) интенсивное поднятие в палеоцене, которому, возможно, соответствует тектоническое становление офиолитово-мелового комплекса; в) новое значительное поднятие в олигоцене-миоцене с одновременным и последующим накоплением склоновых отложений.

Хр. Кокос ограничивает Центральноамериканский желоб, а хр. Карнеги — Перуанско-Чилийский. Однако сближение хр. Карнеги с окраиной континента не полностью блокировало Перуанско-Чилийский желоб, и он продолжается на север вдоль побережья Эквадора и Колумбии, хотя и со значительно меньшими глубинами — от 3 до 4 км.

В северной части Панамской котловины, в Панамском заливе, сейсмическое профилирование к востоку от п-ова Азуэро обнаружило существование в подножьи континентального склона погребенного желоба, выполненного 2,5-километровой толщей осадков [Lowrie, 1978]. Субдукция вдоль этого желоба объясняет присутствие позднемеловой или более древней океанической коры (в виде офиолитов) на полуостровах тихоокеанского побережья Панамы, в то время как кора Панамской котловины является значительно более молодой, неогеновой.

ОБЛАСТЬ К ЗАПАДУ ОТ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Область, лежащая к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, имеет не только огромные размеры, но и резко отличается по тектоническим признакам от всех других областей Мирового океана. В свою очередь, она также структурно неоднородна. По типам тектонических форм, их естественным ассоциациям и расположению последних в пространстве в пределах описываемой области выделяются западная и восточная части, описываемые ниже как северо-западный и северо-восточный секторы Тихого океана. Граница между ними проводится через Императорский разлом к востоку от одноименного (или Северо-Западного) хребта, Гавайский архипелаг и острова Лайн к островам Туамоту, т.е. вдоль "главной диагонали" Тихого океана.

Императорский разлом — одна из примечательных структур Тихого океана. Это зона шириной до 150—200 км и длиной более 2500 км, в пределах которой кулисообразно расположены субпараллельные щелевидные желоба, дно которых

в среднем на 1—2 км глубже прилегающих котловин; максимальная глубина — 7900 м. С востока и отчасти с запада желоба сопровождаются узкими хребтами; перепад глубин местами составляет 3 км. При драгировании [Рудник и др., 1982] был получен разрез коры, сложенный сверху вниз пиллоу-лавами базальтов и их гиалокластитам (верхи второго слоя), гипабиссальными долеритами (вероятно, дайковый комплекс, низы второго слоя), габброидами (третий слой). Габброиды частично затронуты зеленокаменным метаморфизмом.

Императорский разлом, судя по рисунку его сопряжения с субширотными разломами Северо-Восточной котловины, особенно разломами Чинук и Сервейер, представляет собой более молодой правый сдвиг [Faggar, Dixon, 1981]. По мнению последних авторов, он продолжается на юг вплоть до островов Лайн и мог играть весьма существенную роль в эволюции структуры Тихоокеанской впадины.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОР ТИХОГО ОКЕАНА

Большую часть площади северо-восточного сектора занимает огромная, крупнейшая в Мировом океане, Северо-Восточная котловина. Кроме того, на северо-востоке сектора имеется система спрединговых хребтов Горда и Хуан-де-Фука.

Наиболее яркой особенностью этой части Тихого океана являются разломы-гиганты субширотного простираения, пересекающие ложе Северо-Восточной котловины и ограничивающие ее срединно-океанические хребты. Крупнейшие из них — разломы Галапагосский, Мендосино, Меррей, Молокаи, Кларин, Клиппертон. Протяженность некоторых разломов превышает 4000 км. Строение разломных зон сложное. Они состоят из сочетания различных по характеру линейных структурных форм: узких глубоководных впадин, гребней, уступов, гряд. На востоке у континентального шельфа разломные зоны сужаются, а на западе, в центральных районах океана, расщепляются и в конце концов угасают.

По разломам происходили движения разного характера. На вертикальные движения указывают уступы, высота которых может достигать 2,5 км. Огромные сдвиги вдоль разломов (на многие сотни километров) обосновываются смещением полосовых магнитных аномалий, рисунком изобат, а также перистым строением разломных зон на отдельных участках; эта картина аналогична структурным рисункам крупных сдвигов на суше.

Разноглубинное драгирование склонов одной из впадин разломной зоны Меррей во время рейсов "Дмитрия Менделеева" в интервале глубин 5250—6000 м доставило обломки толеитовых базальтов, долеритов, габбро-долеритов и габброидов, т.е. пород соответственно второго и третьего слоев коры. Породы несут признаки деформации. Тот же комплекс пород, а кроме того, гарцбургиты и лерцолиты были подняты примерно на таких же глубин из зоны разлома Кларин. Здесь породы находятся в явно нарушенном залегании, так как ультрабазиты и габброиды оказались в верхней части склона. Приведенные данные указывают на еще более сложное тектоническое развитие разломных зон, чем считалось раньше. Можно предполагать, что обратная последовательность пород в разломе Кларин вызвана глубинным шарьяжем, отражая тектоническую расслоенность литосферы, возникшую, естественно, до образования разломов.

Северо-Восточная котловина делится указанными разломами на части, несколько различающиеся по морфологии и тектоническому строению.

Южная часть котловины, лежащая к югу от разлома Кларин, ограничена с запада линейной цепочкой островов Лайн, а с юго-запада — валами с островами Туамоту и Маркизскими, разделенными Маркизским разломом восток-северо-восточного направления. Маркизский разлом проявлен в рельефе дна узкими ложбинами с глубинами более 5 км (до 6450 м) и подводными горами высотой менее 3 км. В наиболее широкой своей части котловина расширяется почти до

5000 км. Дно котловины представляет собой волнистую равнину с глубинами в южной части от 4 км на востоке и до 5 км на западе (в среднем 4,5 км), а на севере — от 4,8 до 5 км с отдельными большими глубинами. Кроме разлома Клариион, котловина пересечена здесь зонами еще двух широтных разломов-гигантов: Галапагосским (на продолжении Галапагосского рифта) и Клиппертон. Длина разлома Клиппертон — около 5000 км (или даже 7000 км, если учитывать его прямое западное продолжение — разрыв Нова-Кантон — см. ниже), Клариион — около 4800 км. Они выражены в рельефе либо узкими желобами глубиной до 5,5 км (Клиппертон) и даже 6 км (Клариион), либо крутыми уступами высотой во многие сотни метров, либо грядами и даже целыми вулканическими хребтами (на востоке), часто сопровождаемыми желобами. В зоне разлома Клиппертон на подобном хребте находится о. Клиппертон, сложенный трахитами, в зоне Клариион — вулканический архипелаг Ревилья-Хихедо, острова которого образованы щелочными базальтами. В целом расчлененность рельефа вдоль зон разломов возрастает к востоку, в направлении срединного хребта, близ которого и сосредоточены вулканические острова.

В промежутке между разломами Клариион и Мендосино расположена наиболее глубокая часть Северо-Восточной котловины. По разлому Клариион ложе котловины опущено на несколько сот метров к северу, причем область наибольших глубин приурочена к западной части котловины, где они примерно на 2 км больше, чем на востоке — 5,2—5,5 км против 3,2 км [Удинцев, 1972], что согласуется с увеличением возраста коры в том же направлении. На севере, к северу от разлома Меррей (см. ниже), глубины увеличиваются до 5 км на востоке и 5,8—6 км на западе. В данном субсегменте котловина пересекается еще тремя разломами-гигантами (помимо разломов Клариион и Мендосино) — Молокаи, Меррей и Пайонир. Их выражение в рельефе (уступы, гряды, желоба или их сочетания) тождественно отмеченному выше для более южных разломов. Разлом Молокаи протягивается от южной части Гавайского архипелага (по одному из островов которого он и назван) и Калифорнии. По ряду признаков он пересекает архипелаг и продолжается далее к западу, уже в пределы северо-западного сектора. Разлом Меррей длиной около 4000 км прослеживается от Гавайских островов до Калифорнийского бордерленда, северное ограничение которого, как и Поперечные хребты самой Калифорнии, лежит на продолжении этого разлома. Намечается его продолжение также к западу от Гавайев. Отдельные желоба в зоне разлома Меррей достигают глубины более 6 км, а на востоке, вблизи континента, известны крупные и высокие горы.

Следующий к северу разлом Пайонир проходит на сравнительно небольшом (около 160 км) расстоянии к югу от разлома Мендосино и может считаться как бы сателлитом последнего. Сам же разлом Мендосино относится к числу крупнейших и важнейших даже среди разломов-гигантов Тихого океана. Зона этого разлома протягивается от северной оконечности Гавайского архипелага и его сочленения с южным окончанием Императорских гор и от южного склона поднятия Хесса к мысу Мендосино на севере Калифорнии, т.е. на расстояние около 5000 км. Вероятно его продолжение и в северо-западном секторе. Перепад глубин вдоль разлома Мендосино составляет до 2—2,5 км, а между 135 и 150° з.д. разлом выражен уступом высотой в среднем 1,5 и до 2,5 км и крутизной в 28° [Удинцев, 1972]. Наиболее значительным является и латеральное смещение вдоль этого разлома линейных магнитных аномалий.

В отличие от южной части Северо-Восточной котловины ее северная часть к северу от разлома Клариион характеризуется отчетливо выраженной, в общем меридиональной системой линейных магнитных аномалий. От аномалий 5—8 на востоке близ американского побережья до меридиана Гавайев на западе развита вся гамма аномалий Ламонтской шкалы до аномалии 32 включительно. Это означает, что кора котловины сформирована в промежутке времени от сенона до позднего миоцена.

Вдоль разломов-гигантов происходит латеральное смещение аномалий — левостороннее по разломам Молокаи и Мендосино и правостороннее по разлому Меррей и некоторым разломам к северу от разлома Мендосино (см. ниже). Тот факт, что полоса между разломами Молокаи и Меррей относительно приподнята, а полоса между разломами Меррей и Мендосино относительно опущена, можно объяснить, вероятно, той же причиной, по которой обращенный к югу уступ Мендосино на крайнем востоке сменяется обращенным к северу уступом Горда высотой 1,8 км.

Рельеф рассматриваемой части Северо-Восточной котловины в межразломных полосах усложнен многочисленными и порой крупными подводными горами вулканического происхождения. Как и на юге, наблюдается концентрация наиболее высоких гор на востоке, в области более молодой коры. Некоторое исключение составляют цепь гор к северо-востоку от Гавайского архипелага и параллельные ему горы Музыкантов.

Северная часть Северо-Восточной котловины, ограниченная на севере Алеутским желобом, а на востоке — хребтами Горда, Хуан-де-Фука, Эксплорер, уступает и по размерам, и по глубине более южным частям; глубины более 5 км свойственны только ее юго-западной котловине. Значительные пространства заняты здесь абиссальными равнинами; наиболее крупная — Алеутская, примыкающая к Алеутскому краевому валу, а также равнина Тафта на востоке и Аляскинская на севере. Остальная часть котловины имеет холмистый рельеф. Она прорезана четырьмя широтными разломами: Сервейер, Седна (Чинук), Сайла и Айя, которые прослеживаются в основном лишь в центральной и западной частях котловины и менее четко проявлены в рельефе, чем более южные разломы. Лишь на западе, вдоль разломов Чинук и Сайла, протягиваются желоба с глубинами более 6 км (максимальная глубина — 7168 м). В Аляскинском заливе установлены три цепи крупных подводных гор северо-западного простирания, сложенных толеитовыми и субщелочными базальтами.

Линейные магнитные аномалии в восточной половине северной части Северо-Восточной котловины до аномалии 21 включительно сохраняют меридиональное простирание, характерное для них южнее. На меридиане основания п-ова Аляска аномалии 24—32 испытывают резкий изгиб к западу; к югу от Алеутской дуги они приобретают уже широтное простирание. Это знаменитый "Большой магнитный изгиб", возникший в результате сочленения в северо-восточной части Тихого океана трех осей спрединга, разделявших Тихоокеанскую, Кула и Фараллонскую плиты [Vine, Hess, 1970]. Из них плита Кула к настоящему времени оказалась полностью поглощенной субдукцией в Алеутском желобе (ее реликт мог сохраниться в Алеутской котловине Берингова моря), а реликтами Фараллонской плиты являются микроплиты Хуан-де-Фука, Горда и более южные — Кокос, Наска. По уточненным данным [Вугпе, 1979], отмирание западной. Кула-Тихоокеанской, ветви тройного сочленения и перестройка двух остальных ветвей, северо-восточной и юго-восточной, в единую меридиональную ось спрединга произошли в позднем палеоцене (56—53 млн лет).

Мощность осадков на большей части площади Северо-Восточной котловины не более 50—100 м; осадки выполняют неровности базальтового фундамента, и их покров во многих местах прерывается. Мощность осадков заметно возрастает до 0,5—1 км в самой северной части котловины, в Аляскинском заливе, до 1—2 км вдоль континентального подножья за счет сноса с суши и до 0,5—0,6 км в экваториальной зоне за счет максимальной биологической продуктивности этой зоны. Консолидированная кора в пределах котловины имеет нормальное для океанской коры двуслойное строение: мощность второго слоя с $v_p = 4,2—5,9$ км/с (5 км/с в среднем) не более 2 км; мощность третьего слоя с $v_p = 6,9—7$ км/с колеблется от 3 до 6 км; средняя мощность коры — $6,31 \pm 1,01$ км [Геофизика..., 1979].

С севера Северо-Восточная котловина ограничена Алеутским желобом, ко-

торый вместе с Алеутской островной дугой простирается от Камчатского залива до зал. Якутат на Аляске, откуда он продолжается уже в погребенном виде вдоль подножья восточной окраины Аляскинского залива. Большая часть желоба лежит в пределах изобаты 5,5 км, но на крайнем востоке он выполаживается до 3,5 км. Максимальная глубина желоба — 7822 м [Удинцев, 1972]. Мощность осадков в желобе против п-ова Аляска достигает 1—1,5 км и убывает в западном направлении. Мощность коры под желобом порядка 8—9 км. На островном склоне выделяется довольно широкая аккреционная призма, сложенная молодыми плиоцен-четвертичными осадками. При пересечении о. Кодьяк она сменяется сперва пологозалегающими отложениями внешнедугового бассейна на шельфе острова, а затем на самом острове весьма интенсивно дислоцированными отложениями более древней, мезозойско-раннекайнозойской, аккреционной призмы. Последняя отделяется крупным разломом от вулканической дуги п-ова Аляска. К этому разлому приурочены выходы меланжа с участием ультрамафитов, голубых сланцев и кремней.

К югу от Аляски глубоководный желоб у североамериканской окраины Северо-Восточной котловины отсутствует, очевидно, благодаря энергичному поступлению обломочного материала с гористой суши, в результате чего сформировалась 7-километровая толща кайнозойских осадков (с подчиненным участием вулканитов) в пределах внешнедугового бассейна Береговых хребтов и внутреннего шельфа [Snively et al., 1980].

В северо-восточной части северо-восточного сектора океана, севернее разлома Мендосино, вновь появляется спрединговый хребет. Его южная часть, хр. Горда, простирается примерно на 250 км в северо-северо-восточном направлении до трансформного разлома Бланко: севернее он кулисообразно подставляется (со смещением оси к западу) более протяженным хр. Хуан-де-Фука. Последний простирается в направлении о. Ванкувер, но срезается разломом Сованко, вновь смещающим ось спрединга к западу, где она выражена хр. Эксплорер. Этот хребет ограничивается трансформным разломом Ревир-Дельвуд, за которым следует последний короткий отрезок оси спрединга, отраженный в рельефе холмами Дельвуд. Вся система окончательно срезается правым сдвигом Королевы Шарлотты (аналог сдвига Сан-Андреас), простирающимся с северо-северо-запада на юго-юго-восток вдоль континентального подножья одноименного архипелага к северной части о. Ванкувер. Далее он сменяется по простиранию зоной субдукции, продолжающейся на юг вдоль подводной окраины Вашингтона и Орегона до мыса Мендосино, где намечается тройное сочленение этой зоны с разломами Мендосино и Сан-Андреас. Хребты Горда и Хуан-де-Фука обладают достаточно типичными рифтовыми долинами. Строение земной коры здесь также типичное для срединных хребтов — она утонена против нормальной океанической коры и подстилается разуплотненной мантией ($v_p = 7,2—7,5$ км/с).

Узкое океанское пространство к востоку от системы хребтов Горда — Хуан-де-Фука — Эксплорер делится на три самостоятельные микроплиты — Эксплорер, Хуан-де-Фука и Южная Горда — поперечными разломами Нутка и Горда [Hyndman et al., 1979; Riddihough, 1980].

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР ТИХОГО ОКЕАНА

Северо-западный сектор Тихого океана отличается наиболее сложной морфоструктурой и древним возрастом коры. Преимущественно широтная ориентировка линейных магнитных аномалий свидетельствует об образовании коры этой части океана за счет много или иных центров разрастания, чем современные Восточно-Тихоокеанское поднятие, а индексация этих аномалий и данные глубоководного бурения указывают на юрский и раннемеловой возраст коры. Особенностью данного сектора является широкое развитие различного рода

ниже следует слой, характеризующийся $v_p = 1,3—7,8$ км/с; мощность его порядка 10 км. Поднятие отчетливо выявляется как в гравитационном, так и в магнитном полях. Известны породы второго и первого слоев. Второй слой сложен пиллоу-лавами базальтов и гиалокластитами преимущественно толеитового, а также щелочного составов. Толеитовые базальты пористые, миндалекаменные, характерные для океанической коры. Осадочный слой состоит из карбонатных и кремнистых отложений. Его наиболее древние горизонты образовывались в мелководных условиях. Их возраст отвечает берриасу; для осадков, не вскрытых бурением, не исключен позднеюрский возраст. По батиметрическим и сейсмическим данным устанавливается ряд протяженных разломов, разбивающих поднятие на блоки; основными из них являются южный, центральный и северный. Вероятно, они смещены друг относительно друга по сдвигам. Глубоководные отложения в скважинах появляются уже в среднем мелу. Следовательно, погружение поднятия началось вскоре после образования базальных горизонтов осадочного слоя, т.е. в эпоху раннего мела.

Поднятие Хесса, отделенное от поднятия Шатского линейным Императорским поднятием, является его тектоническим аналогом. Оно оконтуривается той же изобатой и имеет размеры того же порядка. Скоростные разрезы показывают увеличенную мощность второго и третьего слоев и коры в целом (последняя — около 20 км). Породы второго слоя сложены толеитами и щелочными базальтами, гавайитами, муджиритами и даже трахитами; судя по пористости, лавы нередко изливались в мелководных условиях. Над базальтами залегают мелководные осадочные отложения альба. Устанавливается, что в конце среднемеловой эпохи здесь существовали вулканические острова. Однако верхнемеловые осадки образовались уже в условиях значительных глубин. Таким образом, погружение в океан поднятия Хесса, как и поднятия Шатского, происходило быстро.

Широтно вытянутая южная часть поднятия, возможно, отделена от северной, меридиональной, крутым нарушением со сбросово-сдвиговым смещением. На южном склоне поднятия установлены уступы крутизной более 20° , отвечающие разломам.

В центральных областях океана лежат поднятия (плато) Манихики и Онтонг-Джава. Плато Манихики очерчено изобатой 4000 м, а его наиболее высокая часть лежит выше 2800 м. Оно имеет форму ромба с вытянутой по меридиану длинной осью. Пробуренная на плато скв. 317 пересекла 647 м известняковых осадков, 263 м вулканогенных песчаников и алевролитов и вошла в пористые базальты, чередующиеся с вулканогенными осадками. Возраст вулканогенной толщи баррем—альб. Сопоставление с плато Онтонг-Джава приводит к оценке общей мощности коры порядка 21 км, в то время как восточнее, в глубоководной части котловины, она составляет лишь 7 км.

Плато Онтонг-Джава (Капингамаранги) вытянуто в северо-северо-западном направлении; его длина по изобате 3,5 км — около 1400 км, ширина — 600 км. Поверхность плато довольно ровная; она лежит на глубине от 1,6—1,5 км на юге и до 3,4—3,5 км на севере. Над поверхностью плато поднимаются отдельные вершины, часть которых несет атоллы или рифы. Осадочный чехол (мощностью до 1,5 км) залегает ровным слоем и подстилается слоем (2А) с $v_p = 5,5$ км/с. Общая мощность коры необычайно большая — 39 км. Кровля второго слоя с $v_p = 5,5$ км/с была вскрыта скв. 289; для нее установлен аптский возраст (110 млн лет). Выше разрез сложен пелагическими осадками. Учитывая, что подошва аналогичных осадков на островах Малаита и Санта-Изабель имеет более молодой возраст (альб и маастрихт), Д.М. Хассонг и его соавторы приходят к выводу, что возраст коры плато Онтонг-Джава омолаживается к северу, подобно коре котловины Науру, тем более, что аналогичная картина наблюдается в смежной с запада котловине Лира, где установлены аномалии М12—М19. Плато Онтонг-Джава отделено от котловины Лира (восточная часть Восточно-Каролинской котловины)

крутым уступом, совпадающим со сбросом; отмечается резкое изменение мощности коры — от почти 40 км на плато до 10 км в котловине. Видимо, аналогичный характер носит переход от плато Онтонг-Джава к Меланезийской котловине. Таким образом, при изучении строения коры на поднятиях Манихики и Онтонг-Джава сейсмическими методами установлено, что каждый из образующих ее слоев, обладая большим сходством по сейсмическим скоростям с глубоководными районами, значительно и пропорционально увеличивается в мощности. На поднятии Манихики мощность слоев увеличивается в 3,1 раза, а на Онтонг-Джава — в 5 раз по сравнению с абиссальными плитами. При этом никаких геологических или географических признаков присутствия горизонтов, характерных для континентальной коры, здесь нет. Более того, земная кора на этих поднятиях обладает средней плотностью, весьма близкой к средней плотности коры абиссальных плит.

Механизм образования поднятий описываемой категории дискусионен. Имеется точка зрения, что они образовались в результате развития спрединговой системы или трансформного разлома, связанного с эволюцией точки тройного сочленения литосферных плит. Согласно другому взгляду, основное значение принадлежит тектоническому скучиванию пластин океанической коры вследствие их горизонтальных перемещений. Согласно третьей точке зрения, это фрагменты относительно более древней океанической коры, существовавшей в области господства процессов рассеянного спрединга.

Линейные тектоно-вулканические поднятия протяженностью в тысячи километров составляют другую категорию позитивных структурных образований западной части Тихого океана. Сюда относятся поднятия: Гавайское, Императорское, Лайн, Маркизское, Туамоту, островов Кука, Тубуаи и др. Все они увенчаны более или менее древними вулканами. Действующие вулканы Гавайских островов представляют собой исключение. Наилучшим образом изучены Гавайское и Императорское поднятия.

Гавайское поднятие простирается на 3000 км и возвышается над абиссальными плитами на 5—6 км. Его цоколь — обширный и пологий вал шириной до 1000 км, имеющий "корни", уходящие в мантию на глубину 8 км. Гавайский хребет, состоящий из цепочки вулканических островов и подводных вулканов, возвышается над этим валом. Действующие вулканы (Мауна-Кеа — 4210 м и Мауна-Лоа — 4170 м) имеются лишь на юго-восточном острове — Гавайи. В северо-западном направлении размер островов и высота вулканов закономерно убывают, и многие вулканы надстраиваются коралловыми атоллами. В этом же направлении удревется возраст вулканических построек, но самый северо-западный из гавайских вулканов оказывается почти на 10 млн лет моложе, чем самый юго-восточный из вулканов Императорского хребта. Подсчитано, что вулканизм распространялся вдоль Гавайско-Императорской цепи со скоростью $8,2 \pm 0,2$ см/год. По бокам вулканического гребня простираются линейные зоны компенсационного проседания. Вулканы нижних частей гавайских разрезов представлены толеитовыми и оливиновыми базальтами, а верхние — щелочными базальтами. Присутствуют также фонолиты, трахиты, нефелиниты, гавайиты и другие щелочные породы. Лавы содержат мантийные ксенолиты — включения ультраосновных пород.

Кора под Гавайским хребтом заметно утолщена — до 14—18 км; раздвиг испытывает в основном второй слой, в котором средняя скорость продольных волн возрастает сверху вниз от 1,8—3,3 до 5,1—6,0 км/с. Ниже залегает слой (очевидно, третий) с $v_p = 6,3—7,2$ км/с. Вулканическая нагрузка вызвала образование периферического прогиба, опоясывающего хребет с трех сторон. Детальные исследования глубинной структуры о. Гавайи, основанные на регистрации сейсмических волн, возбуждаемых деятельностью вулканов Мауна-Лоа и особенно Килауэа, выявили зону пониженных скоростей в основании коры [Crosson, Kouyagi,

1979]; v_p на поверхности М составляет 8,3 км/с. Очаги землетрясений достигают глубины 35 км; непосредственно глубже, очевидно, должна располагаться область первичного магматического очага, а перерывы в сейсмичности могут отвечать периферическим очагам.

Императорское поднятие простирается также почти на 3000 км при ширине около 50—70 км. Вершины хребта поднимаются от отметок около 3000 м и почти до уровня океана. Поднятия обладает рядом признаков, установленных для Гавайского поднятия (наличие цоколя и зоны компенсационного прогибания, линейность). Большинство вулканов (их более 40) имеет палеогеновый возраст и представляет собой глубоко погруженные гайоты, но есть горы, подходящие совсем близко к поверхности океана. Возможно, что среди последних есть молодые вулканы. Общее превышение поднятия над абиссальными плитами — 3 км и более. Кора утолщена за счет увеличенной мощности второго и третьего слоев. Вулканические породы на г. Суйко (скв. 433) вверху сложены щелочными базальтами и гавайитами (150 м), а ниже — толситами (пройдено 250 м). Последние встречаются и среди щелочных базальтов. Извержения вулканов происходили в основном в мелководных или субазральных условиях, что доказываются многими признаками, в том числе следами красноцветного выветривания и остатками окисленных почв. Возраст нижних горизонтов осадочных отложений на гайотах Суйко, Нинтоку и Оджин (расстояние между крайними из них более 600 км) меняется незначительно: от раннего—среднего до позднего палеоцена. По отношению к более древнему структурному плану Императорское поднятие — явно наложенное образование, поскольку по обе стороны от него породы второго слоя имеют более древний возраст.

Северное окончание Императорского хребта известно под названием возвышенности Обручева. Она нередко рассматривается как особая морфоструктура, но глубоководное бурение на гайоте Мейдзи (на своде возвышенности) показало, что уплощенный рельеф свода связан с довольно мощным (1057 м в скв. 192) чехлом осадков. Бурение, проведенное как на этом гайоте, так и на трех других, подтвердило предположение о вулканической природе Императорского хребта [Удинцев, 1972].

Современные исследователи достаточно определенно подчеркивают общность Гавайского и Императорского хребтов, проявляющуюся как в закономерном удревнении возраста вулканов вдоль цепи, так и в полном сходстве петрографического и химического состава продуктов извержений, а также в изменении характера вулканизма во времени. Как установлено впервые на Гавайях, фаза толетового вулканизма с образованием щитовых вулканов сменяется фазой щелочного вулканизма с образованием конусов и экструзивных куполов. Изменение простираения при переходе от Императорского хребта к Гавайскому объясняют изменением перемещения Тихоокеанской плиты.

Столь же значительным по протяженности, как и вышеописанные хребты (поднятия), является хребет (поднятие) Лайн, отходящий к югу от Срединно-Тихоокеанских гор (см. ниже) примерно в 900 км западнее южного окончания Гавайского хребта и составляющий южное звено "главной диагонали" Тихого океана. Он пересекает центральную часть океана в юго-восточном направлении, смыкаясь на юге с архипелагом Туамоту. Общая протяженность хребта — 4500 км, но на своем южном отрезке в 1500 км он выражен лишь прерывистой цепочкой изолированных подводных гор. Остальная часть хребта делится надвое западным продолжением разлома Кларингтон. Средний уровень вершин хребта на северном отрезке — 1,5—2 км, т.е. превышение над смежными котловинами составляет 3—4 км. Отдельные вершины, надстроенные коралловыми рифами, выступают над уровнем океана в виде атоллов. Вершины группируются в ряды, ориентированные под углом 45° к общему простираению хребта и расположенные кулисообразно друг относительно друга; кулисообразность свойственна и хребту

в целом. Средний отрезок хребта состоит из нескольких параллельных рядов подводных гор средней высотой 1—1,5 км. В южной части этого отрезка выступает ряд атоллов (о. Рождества и др.). Этот остров находится на продолжении разлома Клиппертон. Последний, по данным сейсмопрофилирования, не прослеживается до самого острова, однако съемка со спутника "Сисат" не оставляет сомнений в единстве разлома Клиппертон с разломом Нова-Кантон Центральной котловины океана. Этот разлом выражен здесь глубокой долиной, подходящей к о. Рождества с запада. Острова архипелага Лайн, как правило, размещены на пересечениях хребта с поперечными к нему цепями подводных гор. Общая ширина хребта достигает 300 км. Драгирование, проведенное на некоторых подводных горах, доставило щелочные базальты, трахиты, нефелиниты, гавайиты, муджиериты, гиалокластиты. В трещинах и порах этих пород обнаружены сенонские, палеогеновые и неогеновые фораминиферы; встречены известковые илы и известняки.

Бурение скв. 313 и 171 в северной части хребта, на стыке со Срединно-Тихоокеанскими горами, 165 в средней, 315 и 316 в его южной части показало, что вулканизм на хр. Лайн протекал в основном в позднем мелу и закончился в кампане. К началу кампана вершины хребта поднимались над водой, образуя архипелаг островов, а затем хребет начал испытывать погружение. Однако многочисленные атоллы архипелага показывают, что в пределах поднятия были и значительно более молодые извержения, создавшие вулканические горы. Новейшие батиметрические карты и изучение аномалий геоида позволяют некоторым авторам объединять поднятия Лайн и Маркизское в единый вал — "Marquesas — Line swell". Высота последнего (по изобате 5000 м) — 800 м, а ширина 1500 м. Зона Маркизских островов характеризуется вулканической активностью в новейшее время (1,3 млн лет).

Еще одна система поднятий, которая делит весь северо-западный сектор Тихого океана на две части (северную и южную), представлена протяженной гирляндой конических и плосковершинных (гийоты) подводных гор Маркус-Неккер. Они частично достигают уровня океана в виде рифов и атоллов, простирающихся примерно вдоль 20° ю.ш. от южного окончания Идзу-Бонинского архипелага (горы Маркус) к Гавайскому архипелагу (о. Неккер) на востоке. Восточная, более возвышенная и монолитная, часть системы известна еще под названием Срединно-Тихоокеанских гор (Mid Pacific mountains). С юга к ним примыкает подводный хр. Лайн. Данные бурения показывают, что Срединно-Тихоокеанские горы формировались за счет внутриплитного вулканизма в течение довольно значительного интервала времени, порядка 40—50 млн лет [In the Mid Pacific..., 1979], причем процесс этот развивался с запада на восток. Драгированием вершин ряда гийотов обнаружены остатки средне меловой (апт—сеноман) мелководной макрофауны.

Как и следовало ожидать, кора под Срединно-Тихоокеанскими горами (и, вероятно, системой Маркус-Неккер в целом) несколько увеличена в мощности (до 8,2 км), главным образом за счет второго слоя (2,2—2,5 км); мощность осадков — 0,2—0,6 км, местами больше (в скв. 463 более 822,5 м).

Имеются две основные точки зрения на происхождение линейных тектоно-вулканических поднятий. Согласно одной из них, поднятия представляют собой результат прохождения литосферной плиты над мантийной горячей точкой, согласно другой — они связаны с прогрессивным развитием глубинных зон проницаемости в океанской литосфере.

Третью категорию позитивных тектонических форм представляют окраинно-океанические (краевые) валы. Они распространены не только в пределах описываемой области, но и всюду, где развиты системы островных дуг. Валы протягиваются вдоль глубоководных желобов на большие расстояния; их ширина измеряется сотнями километров, однако высота не превышает нескольких сотен метров. Таким образом, они представляют собой пологие расплывчатые сво-

довые структуры, однако их склоны, обращенные в сторону глубоководного желоба, несколько круче противоположных. Типичные представители подобных валов: Алеутский, Зенкевича, Бонинский, Марианский, Тонга. Лежат они на глубинах порядка 5000 м и иногда более. Они часто несут на себе подводные горы вулканического происхождения. Строение валов осложнено разрывными нарушениями с образованием небольших горстов и грабенов. Алеутский вал пересечен крупными поперечными зонами разломов, прослеживающимися далее на север в Алеутской дуге и уходящими в пределы Берингова моря. В ряде случаев (Бонинский вал и др.) выявлено некоторое утолщение коры, но по своим характеристикам она остается всегда океанической. Краевые валы являются результатом сжатия океанической коры, вызванного тектоническим взаимодействием ложа океана и контрастной тектонической системы островная дуга—глубоководный желоб. Таким образом, они имеют тот же геологический возраст, что и эти системы.

Котловины, или абиссальные плиты, разделяющие позитивные тектонические формы, разнятся по своим размерам, батиметрии, возрасту базальтов, слагающих кровлю второго слоя, разрезу осадочного чехла, его мощности, степени развития подводных гор. Они представляют собой определенные структурные элементы со своими особенностями развития. Последними работами на северо-западе океана местами выявляются даже пологие деформации в осадочном слое. Толщина коры в этих структурах минимальная (5—7 км), но по направлению к сопредельным поднятиям она увеличивается. Вся сумма упомянутых особенностей свидетельствует о том, что эти участки океанского ложа не следует рассматривать лишь в качестве составных частей единой, монолитной, тектонически мертвой литосферной плиты.

Выделяются следующие крупные котловины: Северо-Западная, Центральная, Меланезийская и Восточно-Марианская. Кроме того, в качестве особого элемента ложа Тихого океана выделяется Каролинская плита.

Северо-Западной котловиной занято обширное пространство между Императорско-Гавайским хребтом на востоке, Курило-Камчатским, Японским и Идзу-Бонинским желобами на западе и системой гор Маркус-Неккер на юге. Ширина котловины на юге превышает 5300 км, а ее меридиональная протяженность около 3200 км. Глубина составляет в среднем 5,6—5,8 км в северной половине и 6,5—6,9 км в приразломных желобах. От периферических желобов, охарактеризованных в предыдущих главах, котловина отделена краевыми валами, возвышающимися над ее дном всего на 400—800 м. Рельеф дна котловины в общем выровненный [Удинцев, 1972]. Строение коры под Северо-Западной котловиной трехслойное, типичное для океанов, причем мощность осадочного слоя в среднем 0,4 км, а общая мощность коры — 4—10 км.

Магнитное поле Северо-Западной котловины отличается большой сложностью. В ее северо-западной части, к северо-западу от поднятия Шатского, развита система аномалий северо-восточного простирания, осложненная поперечными трансформными смещениями. Эти аномалии, как и другие аномалии котловины, принадлежат мезозойской серии М; их возраст увеличивается с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад от М0 до М22. Это так называемая Японская система аномалий. Другая система аномалий — Гавайская — развита на юго-востоке между поднятием Шатского, Императорско-Гавайским хребтом и восточной частью гор Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанские горы). Эти аномалии, от М1 до М25, простираются в юго-восточном направлении; к югу от возвышенности Шатского они крутым, но плавным изгибом переходят в аномалии Японской системы. Датировка аномалий указывает на поздюрско-неокомский возраст коры котловины; ее крайняя юго-западная часть может быть и древнее.

К западу от хр. Лайн лежит Центральная котловина Тихого океана; ее западное ограничение составляет параллельная хр. Лайн горная система, увенчанная остро-

вами (атоллами) Маршалловыми, Гилберт и Эллис. Ложе Центральной котловины характеризуется глубинами более 5 км, на ряде участков — более 6 км. Южную часть котловины в восток-северо-восточном направлении пересекает трог Нова-Кантон, возможно представляющий древнюю ось спрединга; его глубина более 8 км. Поверхность дна котловины холмистая; на этом фоне выделяется несколько довольно крупных поднятий. В южном обрамлении котловины находится описанное выше плато Манихики; севернее его и на западном продолжении трога Нова-Кантон лежат острова Феникс, а западнее — острова Такелау. Далее к северу, в центральной части котловины, находится небольшое, оконтуренное 5-километровой изобатой Магелланово поднятие, а к северо-востоку от него, в северо-западном направлении протягивается узкий Магелланов трог. Наконец, восточнее, в том же направлении простирается пологое Центральное поднятие котловины, выходящее на юго-востоке к островам Фаннинг и Рождества архипелага Лайн.

Центральная часть котловины, к северу от островов Феникс и трога Нова-Кантон, характеризуется хорошо выраженной системой субширотных восток-северо-восточных линейных магнитных аномалий мезозойского возраста (поздняя юра—ранний мел), которые от М1 на юге до М25 на севере смещены вдоль поперечных трансформных разломов. С их направлением совпадает и простираение островов Маршалловых и Гилберта. Датировка аномалий этой системы Феникс в общем сходится с установленным глубоководным бурением возрастом базальтового фундамента.

Независимая от системы Феникс система аномалий выявлена к северо-востоку от Магелланова поднятия; ее ось симметрии располагается вдоль Магелланова трога, с которым совпадает аномалия М9; характерно ее веерообразное расхождение к юго-востоку. Этот веерообразный план расположения аномалий связывается с близостью полюса раскрытия [Tamaki et al., 1979].

Юго-восточнее наблюдается другая, слабее выраженная система аномалий широтного простираения. Она приурочена к Центральному поднятию котловины [Orwing, Kroenke, 1980].

Восточно-Марианская котловина ограничена с запада Марианским желобом, с севера — горами Маркус-Уэйк, с юга — Каролинским хребтом, с востока — северной частью Маршалловых островов Срединно-Тихоокеанских гор. При относительно небольших размерах (около 3000×1800 м) котловина обладает значительной глубиной — она практически вся лежит в пределах 5-километровой изобаты, а ее центральная часть глубже 6 км (максимальная глубина 6600 м). Значительная глубина котловины согласуется с большой древностью ее коры — она ограничена с севера и востока наиболее древней из известных мезозойских линейных магнитных аномалий — аномалией М29. Это означает, что кора котловины имеет допозднеюрский возраст и должна была образоваться в ранне- и среднеюрскую эпоху спокойного магнитного поля. Однако этот возраст пока не подтвержден бурением.

Внутреннее строение Восточно-Марианской котловины довольно сложное. От Марианского желоба ее отделяет узкий, но высокий (0,5—2 км) краевой вал. Внутри котловины расположен сводовой-блоковый массив Магеллановых гор, поднимающийся на 4,5—5 км над ее ложем; известно и большое число одиночных вулканических гор и гийотов. Дно центральной и южной частей котловины относительно ровное, очевидно благодаря довольно мощному (0,3—0,7 км) осадочному покрову [Удинцев, 1972]. Мощность литосферы в котловине — 45—50 км; она подстилается хорошо развитым слоем низких скоростей — $v_p = 7,7$ км/с и отделяется от коры сравнительно тонким слоем с $v_p = 8,4$ км/с. На глубине 90 км низкоскоростной слой подстилается высокоскоростным слоем ($v_p = 8,6$ км/с), а также идет еще одно чередование слоев с низкими и высокими скоростями.

Каролинский хребет, составляющий южное ограничение Восточно-Марианской

котловины, протягивается на 1100 км в широтном направлении — от северной части Япского желоба и его сочленения с Марианским желобом к северному погружению плато Онтонг-Джава. Он оконтуривается изобатой 4 км и поднимается в среднем до глубин 2,5—2 км. На этом цоколе возвышается большое число гор, многие из которых возвышаются над уровнем моря в виде атоллов, рифов и вулканических островов или представляют собой гийоты. Вулканический о. Трук сложен неогеновыми оливиновыми базальтами и трахитами. Четыре скважины, пробуренные на хребте и его склонах, вскрыли под верхнеолигоценовыми отложениями базальты. Осадочный чехол сложен известковыми илами с прослоями вулканических пеплов; его мощность — несколько сотен метров. Гравиметрические данные указывают на некоторое увеличение мощности коры под Каролинским хребтом. Как этот хребет, так и Восточно-Марианская котловина асейсмичны.

С юга Каролинский хребет ограничен крупной зоной разломов Сорол, являющейся одновременно северным ограничением Каролинской плиты.

Каролинская плита — особый элемент ложа Тихого океана, промежуточный между ним и системой окраинных морей периферии Азиатского и Австралийского континентов. На западе она ограничена желобами Япским (южная часть) и Палау, южнее — трогом Айю (рифтом, возникшем в миоцене), на юге — Новогвинейским и Западно-Меланезийским желобами, на востоке соединяющимися зоной разломов с восточным окончанием зоны Сорол. В этих границах Каролинская плита имеет форму прямоугольника с размерами 1600×1300 км. В рельефе ложа океана плите соответствуют две котловины: Западно- и Восточно-Каролинская, разделенные валом Эаурипик. Глубины обеих котловин лежат в пределах 4—5 км, лишь местами превышая эту глубину. На юге они отделены от глубоководных желобов хорошо выраженными краевыми валами.

В северной части Западно-Каролинской котловины установлен узкий, врезанный на 500—600 м в поверхность плиты одноименный трог восток-северо-восточного простирания. Он рассматривается как древняя ось спрединга, поскольку сопровождается параллельными и симметричными линейными магнитными аномалиями, на юге индексированными как аномалии 12—10 ламонтской шкалы. Аналогичный трог Киилсгард выявлен и в Восточно-Каролинской котловине; его окаймляет с обеих сторон аномалия 9, а к северу и к югу известны аномалии 10—12 (олигоцен). В крайней северной части западной котловины против южной половины Япского желоба расположено массивное Западно-Каролинское поднятие, отсеченное зоной разломов Сорол от Каролинского хребта и имеющее, очевидно, сходную вулканическую природу. От восточного окончания этого поднятия в южном направлении отходит упомянутый выше вал Эаурипик. Он немного не доходит до западного окончания Западно-Меланезийского желоба; его длина — 800 км, а ширина — 200 км; свод лежит на глубине 25 км. Вал Эаурипик, очевидно, связан с трансформными разломами, смещающими широтные аномалии Каролинской плиты. Данные бурения наряду с датировкой магнитных аномалий подтверждают олигоценовый возраст коры Каролинской плиты, близкий к возрасту коры Филиппинского моря, но значительно более молодой, чем кора смежных котловин Тихого океана (поздняя юра—ранний мел). С молодым возрастом плиты согласуется и повышенный тепловой поток. Мощность коры под котловинами — около 6 км, под валом Эаурипик — не менее 15 км.

Северным ограничением Каролинской плиты служит зона разломов Сорол, выраженная в рельефе трогом глубиной до 4,5 км, ограниченным сбросами высотой до 3 км на южном борту; ширина зоны 150 км на западе и 60 км на востоке. Зона слабо сейсмична. Осевая часть трога лишена осадков; драгировкой отсюда были доставлены метабазальты зеленосланцевой фации. Учитывая все эти данные, Дж.К. Вейссел и Р.Н. Андерсон считают зону Сорол рифтом — зоной спрединга, раскрывающейся к запад-северо-западу и суживающейся к восток-юго-востоку. Эта зона одновременно обнаруживает и признаки левого сдвига.

СИСТЕМА ЖЕЛОБОВ, ОСТРОВНЫХ ДУГ И КРАЕВЫХ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Западная окраина Тихого океана резко отличается от восточной. От Аляски до Новой Зеландии на 25000 км протягивается то менее, то более широкая полоса глубоководных желобов, островных дуг и краевых морей. Большинство островных дуг здесь двойные; их структура осложнена междуговыми прогибами. В некоторых дугах на поверхность выходят офиолиты, находящиеся в аллохтонном залегании. В Филиппинском, Индонезийском и Меланезийском регионах глубоководные желоба, представляющие собой резкие структурные разделы, существуют не только во фронтальной части островных дуг, но и внутри регионов, находясь в сложных взаимоотношениях с глубоководными впадинами краевых морей и системами островов. Соответственно, фокальные зоны землетрясений (зоны Заварицкого—Беньофа) не всегда наклонены в сторону материков, но иногда — в сторону океана. Более того, в ряде случаев фокальные зоны как таковые не прослеживаются, а очаги землетрясений группируются в гнезда, находящиеся на разных глубинных уровнях.

Многочисленные данные, в том числе материалы бурения, показывают, что глубоководные желоба — это структуры растяжения¹. На западе океана они пространственно и генетически тесно связаны с развитием островных дуг.

Краевые моря, точнее их глубоководные впадины, обладают сложной внутренней структурой [История..., 1984]. В их строении принимают участие как линейные поднятия, так и блоки изометричных или неправильных очертаний. Большинство этих позитивных структур имеет вулканическую природу. Однако некоторые блоки являются отторженцами более или менее древних складчатых сооружений (Ямато в Японском море, Бородино или Дайто в Филиппинском, Наньшацундао в Южно-Китайском, Лорд-Хау среди меланезийских морей). Границы глубоководных впадин краевых морей обычно резкие. Ими могут быть разломы либо зоны утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя в основании.

Происхождение глубоководных впадин краевых морей различное. В некоторых случаях, например в Филиппинском или Тасмановых морях, выявлены оси спрединга. Есть основания предполагать спрединг и в некоторых других впадинах, например в Командорской. В Японском, индонезийских, Коралловом морях глубоководные впадины возникли в результате большого растяжения коры с разрывом и раздвигом. Новокаледонская впадина образовалась в результате растяжения коры, но без разрыва. Алеутская впадина в Беринговом море образовалась в результате значительного погружения части океанского ложа, отделенной Алеутской островной дугой.

Время образования глубоководных желобов, островных дуг и глубоководных впадин краевых морей разное. Геологическое изучение Алеутской дуги показывает, что она, как и сопровождающий ее желоб, образовалась в палеоцене. Курильская дуга, глубоководный желоб и Южно-Охотская впадина возникли в олигоцене. Тогда же в результате раздвига начала образовываться глубоководная впадина Японского моря. Сложная система Филиппинского моря формировалась на протяжении всего кайнозоя — от палеоцена (западные районы) до плиоцен-четвертичного времени (Марианский междуговой прогиб). Структура Восточной Индонезии — познекайнозойская. В Меланезийской области возраст тектонических структур меняется от позднемиоценового (Тасманово море) и палеоценового (Коралловое море) до неогенового (Северо- и Южно-Фиджийская впадины). Желоб Тонга заложен, вероятно, в эоцене, поскольку на о. Эуа, входящем в архипелаг Тонга, развиты андезитовые, риолитовые и дацитовые лавы, а также осадочные толщи эоценового возраста.

¹ Это не исключает сжатия на более глубоких уровнях. (Прим. ред.).

Разновозрастность тектонических структур запада Тихоокеанской окраины — признак сложного проявления здесь тектонических движений, имевших место главным образом в кайнозое. Эти движения отражают неоднократное взаимодействие континентальной и океанической литосферы в условиях соседствующих материков (Азия — Северная Америка, Азия — Австралия), с одной стороны, и океанских областей (Тихий океан — Индийский океан) — с другой.

ЛИТЕРАТУРА

- Геофизика океана. М.: Наука. 1979. Т. 1. Геофизика океанского дна. 289 с.
- Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука. 1984. 222 с.
- Городницкий А.М., Зонешайн Л.П., Мирдин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука. 1977. 122 с.
- Живаго А.В. Морфоструктуры дна юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука. 1979. С. 8—47.
- История и происхождение окраинных и внутренних морей // 27-й МКК. Доклады. Т. 6. ч. 2. М.: Наука. 1984. 95 с.
- Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 8. С. 28—37.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанической коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 1. С. 64—69.
- Коган Л.И., Ельников И.Н., Зонешайн Л.П., Шмидт О.А. Строение и микроструктура земной коры возвышенности Шатского: (По данным ГСП-МОВ) // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука. 1981. С. 119—120.
- Коган Л.И., Зонешайн Л.П., Шмидт О.А. Строение возвышенности Хесса по данным глубинного сейсмического профилирования // Там же. С. 76—77.
- Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука. 1972. 251 с.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Изучение вещественного состава океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. N 3. С. 3—14.
- Строение дна Северо-Запада Тихого океана: (Геофизика, магматизм, тектоника). М.: Наука. 1984. 231 с.
- Удильцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука. 1972. 213 с.
- Barker P.F., Hill I.A. Back-arc extension in the Scotia sea // Philos. Trans. Soc. London. A. 1981. Vol. 300. P. 249—262.
- Byrne T. Late Paleocene demise of the Kula Pacific spreading center // Geology. 1979. Vol. 7. N 7. P. 341—344.
- Crosson R.S., Koyanagi R.Y. Seismic velocity structure below the Island of Hawaii from local earthquake data // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84. N 5. P. 2331—2342.
- Davey F.J., Houtz R.E. The Campbell Plateau and its relationship with Ross Sea, Antarctica // Mar. Geol. 1977. Vol. 25. P. 61—72.
- Farrar E., Dixon J.M. Early Tertiary rupture of the Pacific plate: 1700 km of dextral offset along the Emperor trough — Line Islands lineament // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 54. P. 307—322.
- General bathymetric chart of oceans. 1975—1982.
- Heezen B.C., Fornari D. Geological map of the Pacific ocean // Atlas géologique du Monde. P.: CGMW, 1976.
- Hussong D.M., Wiperman L.K., Kroenke L.W. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki oceanic plateaus // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84. N 11. P. 6003—6010.
- Hyndman R.D., Riddiough R.P., Herser R. The Nootka fault zone — a new plate boundary of Western Canada // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. Vol. 58. P. 667—683.
- In the Mid Pacific leg 62 probes the paleoenvironments // Geotimes. 1979. Vol. 24, N 2. P. 24—26.
- Leg 64 seeks evidence on development of basins // Ibid. 1979. Vol. 24, N 7. P. 18—20.
- Lonsdale P., Lawver L.A. Immature plate boundary zone studied with a submersible in the Gulf of California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91. N. 9, pt 1. P. 555—569.
- Lowrie A. Buried trench south of the Gulf of Panama // Geology. 1978. Vol. 6. P. 434—436.
- Orwig T.L., Kroenke L.W. Tectonics of the Eastern Central Pacific basin // Mar. Geol. 1980. Vol. 34. P. 29—43.
- Plate Tectonic map of the Circum-Pacific region. Scale 1:10000000 // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981.
- Rea D.K. Evolution of the East Pacific Rise between 3°S and 13°S since the Middle Miocene // Geophys. Res. Lett. 1978. Vol. 5, N 7. P. 561—564.
- Riddiough R. Gorda Plate motions from magnetic anomalies analysis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 51. P. 163—170.
- Snavely P.D., Wagner H.C., Lander D.L. Interpretation of the Cenozoic geologic history. Central Oregon continental margin: Cross-section summary // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91, pt 1. P. 143—146.
- Tamaki K., Ioshima M., Larson R.L. Remanent Early Cretaceous spreading center in the Central Pacific basin // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 9. P. 4501—4510.
- Vine F.J., Hess H.H. Sea-floor spreading // The sea. N.Y.: Wiley. 1970. Vol. 4, pt 2. P. 587—622.
- Von Huene R., Aubouin J. et al. Leg 67: The Deep Sea Drilling Project Mid-America trench transect off Guatemala // Bull. Geol. Soc. Amer. 1980. Vol. 91. N 7, pt 1. P. 421—432.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Авторский коллектив, координаторы, использованные материалы	3
Легенда (общие принципы построения)	6
Области с корой континентального типа (материки и шельфы)	7
Складчатые комплексы	7
Орогенные комплексы	8
Чехлы плит и доплитные комплексы платформ	9
Ассоциации осадочных и вулканических горных пород, интрузии, региональный метаморфизм	10
Области с корой океанического и переходного типа (океаны, внутренние и окраинные моря)	10

КОНТИНЕНТЫ

Северная Америка (Дж. К. Рид мл.)	14
Северо-Американская платформа	14
Фундамент	14
Платформенный чехол	18
Складчатые сооружения восточного и северного обрамления Северо-Американской платформы	19
Складчатые системы Аппалачей и Уачиты	19
Восточно-Гренландская складчатая система	23
Иннуитская складчатая система	24
Кордильерский складчатый пояс	26
Антильский складчатый пояс	33
Литература	35
Европа (В. Е. Хаин)	36
Восточно-Европейская платформа	36
Фундамент	38
Авлякогены и платформенный чехол	41
Тимано-Печорская и Среднеевропейская эпибайкальские плиты	43
Каледонские складчатые системы Северо-Западной Европы	44
Каледонская складчатая система Британских островов	44
Каледонская складчатая система Скандинавии	45
Каледонская складчатая система Шпицбергена	45
Складчатые системы герцинид	46
Плиты с каледонским и герцинским фундаментом	48
Альпийский складчатый пояс	49
Литература	57
Азия (В. Е. Хаин)	57
Гиперборейская платформа	59
Сибирская платформа	59
Фундамент	59
Платформенный чехол	61
Корейско-Китайская платформа	61
Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы)	63

Индостанская платформа	64
Фундамент	64
Платформенный чехол	65
Таримский и Индосинийский массивы	66
Складчатые системы Урало-Охотского складчатого пояса	67
Уральская складчатая система	67
Складчатые системы Центрального Казахстана — Тянь-Шаня	68
Алтае-Саяно-Монгольская складчатая область	70
Складчатые системы Прибайкалья и Забайкалья	70
Западно-Сибирская плита	71
Складчатые системы Средиземноморского пояса	72
Складчатые системы Восточно-Азиатского пояса	78
Литература	81
Южная Америка (Ф. Ф. М. де Алмейда)	82
Южно-Американская платформа	82
Фундамент	84
Платформенный чехол	86
Патагонская платформа	87
Складчатые сооружения Анд и Карибской горной системы	88
Докембрийские—палеозойские складчатые пояса	88
Мезозойские—кайнозойские складчатые пояса	90
Карибская система	90
Северные Анды	90
Центральные Анды	91
Литература	94
Африка	95
Северная и Центральная Африка (Ж. Шубер, А. Фор-Мюре)	97
Докембрийские комплексы и история становления фундамента Африканской платформы и основания Антиатласа	97
Архейские комплексы	97
Раннепротерозойские складчатые комплексы (2500—1650 млн лет) и завершение процесса кратонизации	99
Комплексы внутриконтинентальных складчатых поясов позднего протерозоя (1650—1300/1400 млн лет)	101
Катангская (панафриканская) эпоха позднего протерозоя (1300—600/500 млн лет)	102
История развития Западно-Африканского кратона в позднем протерозое	104
Платформенные чехлы	105
Зоны деформаций	107
Фанерозойская история развития	108
Складчатые сооружения Атласа	109
Альпийские складчатые сооружения Рифа и Теля	109
Ангола (Х. де Карвальо)	111
Докембрийские комплексы фундамента	111
Архейские ядра кратона	111
Раннепротерозойские (эбурнейские) комплексы	112
Среднепротерозойские (кибарские) комплексы	113
Комплексы катангской (панафриканской) эпохи позднего протерозоя	114
Фанерозойская история развития	115
Восточная Африка (Р. М. Кей)	115
Докембрийские комплексы фундамента	115
Танзанийский кратон	115
Пояс Рузизи—Убэнди—Усагара	116
Ирумидский пояс (А. Крёнер)	118
Мозамбикский складчатый пояс	118
Аравийско-Нубийский щит (А. Крёнер)	119
Палеозойский—мезозойский платформенный чехол	120
Кайнозойский платформенный чехол и система рифта	121
Южная Африка (Р. М. Кей, А. Крёнер)	122
Докембрийские комплексы фундамента Африканской платформы	122
Кратон Зимбабве	122
Каапваальский кратон	123

Пояс Лимпопо	124
Позднеархейская - раннепротерозойская история развития Каанваальского кратона	124
Северо-западные районы Южной Африки и Намибия	126
Фанерозойская история развития	127
Капский складчатый пояс	127
События эпохи Карру	128
Послеюрская история развития	128
Мадагаскар (В. Ю. Забродин)	128
Литература	130
Австралия	130
Австралийская платформа (К. А. Плато)	130
Блок Пилбара	130
Фундамент	130
Платформенный чехол	131
Блок Йилгарн	132
Северо-Австралийский кратон	133
Складчатые комплексы Северо-Австралийской орогенической провинции	133
Северо-Австралийский платформенный чехол	134
Складчатые системы (орогены) северо-восточных районов Австралийской платформы	134
Складчатая система (ороген) Каприкорн	134
Фундамент	135
Платформенный чехол	135
Провинция Гоулер	135
Комплексы "фундамента"	136
Платформенный чехол	136
Центральноавстралийские подвижные пояса	137
Центральноавстралийский платформенный чехол	138
Складчатые системы и эпипалеозойский платформенный чехол Восточной Австралии (Тасманский складчатый пояс) (Ю. Г. Леонов)	139
Складчатые системы Аделаида и Капманту	140
Складчатая система Томсон	141
Складчатая система Лаклап	142
Складчатые системы Новой Англии и Ходжкинсон-Брокен Ривер	143
Платформенный чехол	145
Литература	146
Антарктида (Г. Э. Грикуров)	148
Антарктическая платформа	148
Комплексы фундамента	148
Чехол	149
Складчатые системы	150
Складчатая система Трансантарктических гор	150
Складчатая система Антарктического полуострова	152
Складчатые структуры Земли Мэри Бэрл	154
Складчатая система гор Элеурт	155
Молодые плиты	155
Основные черты тектонической эволюции	157
Литература	157

ОКЕАНЫ

Северный Ледовитый океан (Ю. Е. Погребинский)	159
Норвежско-Гренландский бассейн	159
Евразийский бассейн	161
Амеразийский бассейн	162
Подвижный пояс континентальных склонов	163
Шельфовые плиты	164
Литература	166
Атлантический океан (Г. Б. Удницца)	166
Северная Атлантика	167
Северо-Атлантическое звено Средне-Атлантического хребта	167

Восточный сектор Северной Атлантики	170
Западный сектор Северной Атлантики	173
Экваториальная Атлантика	177
Срединно-Атлантический хребет	177
Восточный (Африканский) сектор Экваториальной Атлантики	178
Западный (Южно-Американский) сектор Экваториальной Атлантики	179
Южная и Антарктическая Атлантика	180
Система срединно-океанических хребтов	181
Восточный (Африканский) сектор Южной Атлантики	183
Западный (Южно-Американский) сектор Южной Атлантики	188
Антарктическая Атлантика	194
Литература	195
Индийский океан (В.Е. Милановский, Ю.П. Непрочнов)	196
Срединно-Индоокеанские хребты	196
Северо-Западный Срединно-Индоокеанский хребет	196
Юго-Западный Срединно-Индоокеанский хребет	197
Юго-Восточный Срединно-Индоокеанский хребет	198
Район тройного сочленения	198
Африканский сектор	199
Антарктический сектор	202
Азиатско-Австралийский сектор	204
Литература	211
Тихий океан (Ю.М. Пущаровский, В.Е. Хаин)	213
Восточно-Тихоокеанское поднятие	216
Южная часть (южный сектор) Тихого океана	222
Область к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия (восточный сектор Тихого океана)	225
Структуры океанского ложа	225
Система желобов восточной окраины Тихого океана	226
Область к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия	227
Северо-восточный сектор Тихого океана	228
Северо-западный сектор Тихого океана	231
Система желобов, островных дуг и краевых морей западной окраины Тихого океана	240
Литература	241

Научное издание

**ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ
И ОКЕАНОВ**
ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
КАРТЕ МИРА
МАСШТАБА 1:15 000 000

*Утверждено к печати
Комиссией по международным
тектоническим картам
АН СССР*

Редактор *Н. И. Аршавская*
Редактор издательства *А. В. Копп*
Художник *А. Г. Кобрин*
Художественный редактор *В. Ю. Кученков*
Технический редактор *В. В. Лебедева*
Корректор *Р. Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ. N 35440

Подписано к печати 24.11.87. Т — 18650
Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 20,2. Усл. кр.-отт. 20,2. Уч.-изд. л. 23,8
Тираж 900 экз. Тип. за к. 2068
Цена 4 р. 80 к.

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

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ**

Актуальные проблемы тектоники СССР.

20 л.

Книга посвящена координационным вопросам тектоники СССР, анализу глубинного строения СССР и тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых. Особенности тектоники СССР показаны с различных теоретических позиций. Рассмотрена вся территория СССР, включая складчатые пояса, крупные платформенные области, примыкающие акватории краевых морей тихоокеанского побережья страны и Арктического бассейна. Проанализированы тектонические закономерности размещения рудных полезных ископаемых, месторождений нефти и газа.

Для широкого круга геологов и в особенности геологов-практиков.

Щербакова Т.Ф.

Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация.

12 л.

В книге показана изученность амфиболитовых и апоамфиболитовых пород беломорского комплекса на основе новых петрографических и геохимических данных. Рассмотрены особенности метасоматической мигматизации и гранитизации амфиболитов, эволюция этих процессов, сопровождающихся развитием гнейсовидных амфибол-биотитовых и биотит-кварц-плаггиоклазовых мигматитов и биотитовых гранитов, геохимические особенности перераспределения петрогенных элементов и элементов-примесей в процессе гранитизации амфиболитов. Для геологов, геохимиков, петрографов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

Магазины "Книга—почтой":

252030 *Киев*, ул. Пирогова, 4; 197345 *Ленинград*, Петрозаводская, 7
117192 *Москва*, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отдела "Книга—почтой":

480091 *Алма-Ата*, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/; 370005 *Баку*, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 *Вильнюс*, ул. Университето, 4; 690088 *Владивосток*, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 *Днепропетровск*, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/; 734001 *Душанбе*, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 *Ереван*, ул. Туманяна, 31; 664033 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 *Киев*, ул. Ленина, 42; 252142 *Киев*, пр-т Вернадского, 79; 252030 *Киев*, ул. Пирогова, 2; 277012 *Кишинев*, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 *Краматорск*, Донецкой обл. ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/; 660049 *Красноярск*, пр-т Мира, 84; 443002 *Куйбышев*, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 *Ленинград*, Литейный пр-т, 57; 199164 *Ленинград*, Таможенный, пер., 2; 196034 *Ленинград*, В/О, 9 линия, 16; 220012 *Минск*, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 *Москва*, ул. Горького, 19-а; 117312 *Москва*, ул. Вавилова, 55/7; 630076 *Новосибирск*, Красный пр-т, 51; 630090 *Новосибирск*, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/; 142284 *Протвино*, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 *Пушино*, Московской обл., МР. "В", 1; 620161 *Свердловск*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 *Ташкент*, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 *Ташкент*, ул. Ленина, 73; 700070 *Ташкент*, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 *Ташкент*, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 *Томск*, наб. реки Ушайки, 18; 634050 *Томск*, Академический пр-т, 5; 450059 *Уфа*, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 *Уфа*, ул. Коммунистическая, 49; 720000 *Фрунзе*, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 *Харьков*, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/