

ГЛАВА 7. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Вопрос о соотношении трансформных разломов и структур Западной Африки и Южной Америки неоднократно обсуждался в литературе (Wilson, 1965; Krause, 1966; Francheteau, Le Pichon, 1972; Gorini, 1981). Дж. Уильсон предположил (Wilson, 1965), что заложение трансформных разломов Атлантического океана происходило по ослабленным зонам (“lines of old weakness” – Wilson, 1965, p. 344) более древнего заложения. Он же высказал идею о существовании континентальных окраин трансформного типа. Позже было показано (Wilson, Williams, 1979), что осадочные бассейны обрамления Атлантического океана могут быть разделены на три основных типа – рифтогенные впадины растяжения (“tensional rift basins”), окраинные сдвиговые впадины (“sheared margin basins”) и тафрогенные впадины (“taphrogenic basins”). Подчеркивалось, что разломные зоны могут быть ориентированы ортогонально, под некоторым углом и параллельно по отношению к простиранию континентальных структур.

Центральная часть Атлантического океана обрамляется с востока структурами Африканского континента, с запада – Южной Америки и Малой Антильской дуги. Первые два региона представляют зоны перехода пассивного типа, последний – активного. Хорошо известно, что первые отличаются от вторых отсутствием желобов, мощных аккреционных призм деформированных осадков, высокой сейсмичности и вулканизма (Schmincke, 1982).

Целью настоящей главы является краткое рассмотрение взаимоотношений древних (домезозойских) и мезозойско–кайнозойских структур Западной Африки, Южной Америки и пассивных частей трансформных разломов Центральной Атлантики для понимания начальных этапов формирования трансформных разломов. Для анализа использовались тектонические карты Африки (Carte ..., 1968), Южной Америки (Tectonic..., 1978), данные спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997) и другие опубликованные источники.

7.1. Континентальная окраина Западной Африки

Вдоль атлантического побережья Африки располагаются крупные прогибы, которые традиционно делат-

ся (Petters, 1991) на четыре группы впадин: Прибрежные Северо-Западной Африки, экваториальные, аптские соленосные и Прибрежные Юго-Западной Африки. Первые два элемента обрамляют Центральную Атлантику с востока. Под Прибрежными впадинами Северо-Западной Африки обычно понимают четыре периконтинентальных прогиба (с север на юг): Ессауйра, Агадир, Аюн-Тарфайя и Сенегальский. Они представляют собой восточные части огромного бассейна осадконакопления, расположенного в пределах шельфа, континентального склона и подножья Африканского континента. Изданные геологические и тектонические карты показывают их тесную пространственную связь с поясом мавританид в пределах Сенегала, Мавритании и Марокко. На широте Дакара, они достигают максимальной ширины, исчезают в пределах суши у Регибатского щита и вновь появляются севернее его. Таким образом, впадины как бы вложены в “дугу Акдждужт–Бакель” (см. ниже). Такая связь не случайна и обусловлена тем, что мавританиды были благоприятной зоной для развития раннемезозойских прото-рифтов.

Сенегальский прогиб (рис. 7.1) протягивается в пределах Гвинеи–Биссау, Сенегала и Мавритании от островов Биссагуш (11° с.ш.) до мыса Бланко (24° с.ш.). В рельефе ему соответствует обширная равнина, ограниченная с юга массивом Фута Джаллон, с востока–пологими поднятиями примерно вдоль 12° з.д. (Асаба, Тигант и др.), с севера – поднятиями Рио де Оро. Максимальная ширина прогиба в пределах суши на 15° с.ш. составляет 550 км, а включая его океанскую часть – 800 км. Протяженность с севера на юг составляет 1400 км, общая площадь – 340 000 кв.км.

В континентальной части прогиб был заложен на архейских, верхнепротерозойских и палеозойских образованиях (Lecorche, Dallmeyer, 1989), которые хорошо изучены в пределах Регибатского щита. На западе последнего развита серия Саоуда, которая сложена метаморфическими породами в гранулитовой и амфиболитовых фациях: гранулитами, гнейсами, кварцитами, амфиболитами, мраморами. До всех метаморфических преобразований они представляли собой осадочные и вулканокластические толщи, в которые внедрялись долериты, габбро и анортозиты. Различными методами возраст оценивается от 3000 до 1600 млн лет.

Эти образования смяты в изоклинальные складки суб-меридионального простирания с западной vergenцией. Близкие по составу и возрасту комплексы установлены в пределах выступов Кайес и Кенива, где они смяты в изоклинальные складки северо-восточного простирания и с юго-восточной vergenцией. Во впадинах Тиндоуф и Таоудени кристаллическое основание перекрыто среднепротерозойскими-среднедевонскими терригенными породами, доломитами и известняками с общей мощностью не более 5000 м. Они были деформированы в ходе панафриканских (650 млн лет), таконских (средний ордовик) и герцинских (постфранских) движений.

Восточнее Сенегальского прогиба, вдоль западного края Африканского кратона с юга на север протягивается пояс, который описывается в литературе под разными названиями: западноафриканский полиорогенный пояс (Petters, 1991), западноафриканский складчатый пояс (Lecorche et al., 1991), варисийский складчатый пояс (Seibold, 1982), мавританский орогенный пояс (Roussel, Lieger, 1983), Мавритано-Сенегальская складчатая система (Хаин, 1971). Его части известны как рокелиды в Либерии и Сьерра-Леоне, бассариды в Гвинее, мавританиды – в северном Сенегале, Мавритании и западной Сахаре. Пояс был хорошо изучен между 20° и 15° с.ш., где он образует в плане плавный изгиб к востоку – “дуга Акджуджт–Бакель” (Lecorche et al., 1991). До 1962 г. мавританиды интерпретирова-

лись как часть эбурнейского (протерозойского) орогена и как продолжение Регибатского массива. Сейчас установлена полифазная история пояса, охватывающая временной интервал от позднего протерозоя до позднего палеозоя и его сложная покровно-складчатая структура. Во многих местах (Dalrymple et al., 1975) установлены диабазовые дайки мезозойского возраста.

Постпалеозойский разрез Сенегальской впадины изучен, в основном, по скважинам (Jansa, Wiedmann, 1982; Wissmann, 1982; Ritz, Bellion, 1989; Ritz, Bellion, 1990; Bellion, Crevola, 1991). Наиболее древние вскрытые толщи слагаются мелководными верхнеюрскими известняками (келловей-портланд), мощностью до 2000 м. Валанжин-аптские отложения (500–1300 м) представлены в западной части впадины доломитовыми известняками, калькаренитами, в восточной – песчаниками и алевролитами. Такой характер осадконакопления сохранялся до раннего альба. В позднем альбе – раннем сеномане формировались кварциты, песчаники, доломиты, в позднем сеномане-туроне – алевролиты с планктонной микрофауной и общей мощностью до 2200 м. Позже, вплоть до эоценового времени, в условиях интенсивного опускания была образована мощная толща, главным образом, терригенных образований. Палеогеновые породы залегают на меловых с несогласием. Палеоцен (50–300 м) представлен карбонатными толщами, нижний эоцен (500 м) – известняками (200 м). Верхний эоцен (100 м) сложен известняками и

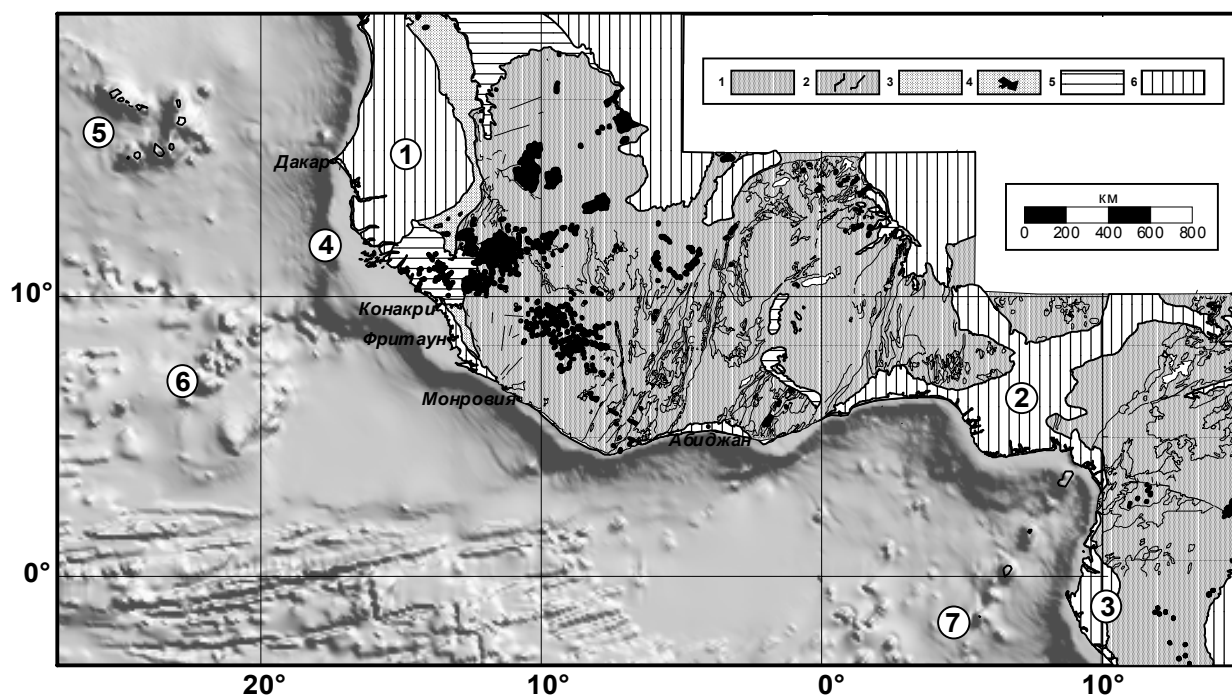


Рис. 7.1. Упрощенная тектоническая схема Западной Африки (Carte tectonique..., 1968). 1 – выступы кристаллического фундамента; 2 – разломы и простирания основных докембрийских структур, нерасчлененные; 3 – мавританиды; 4 – районы с раннемезозойским магматизмом; 5, 6 – наложенные впадины: 5 – палеозойские, 6 – мезозойские-кайнозойские. Цифры в кружках: 1–3 крупнейшие впадины: 1 – Сенегальская, 2 – Бенуэ, 3 – Габонская; 4 – Гвинейское плато, 5–7 – вулканические сооружения: 5 – Островов Зеленого Мыса, 6 – гор Батиметристов, 7 – Камерунской линии. Рельеф дна – ЕТОР05

алевролитами, которые сменяются к востоку белыми и черными кремнистыми алевролитами. Олигоцен (150 м) известен только на западе Сенегальской впадины, где слагается известняками, перекрытыми миоценовыми песчаниками и пестрыми алеролитами континентального и морского происхождения.

Таким образом, интенсивная седиментация в Сенегальской впадине, обусловленная погружением фундамента, началась с мелового времени (Jansa, Wiedmann, 1982). В результате было накоплено около 7000 м мезозойских и 1500 м кайнозойских (из них – 1200 м палеогеновых пород). Установлено две трансгрессии (палеоцен-эоценовая и средне-позднемиоценовая), первая из которых достигла восточных районов Сенегала. Важнейшими несогласиями считаются ранне-среднесеноманское и олигоценное, которые известны повсеместно и характеризуются сильнейшими эрозионными процессами (Bellion, Crevola, 1991). Главный тектонический эпизод в Сенегальской впадине приходится на лютет (средний эоцен).

Мезозойские и кайнозойские осадочные породы известны и в акватории Атлантического океана (Uchupi et al., 1976). Их мощность достигает 10 000 м под внешним континентальным склоном и шельфом. Магнитные исследования показывают, что с областью максимальных погружений совпадает западная граница спокойного магнитного поля, которая проводится либо по 21° з.д. (Seibold, 1982), либо по 19° з.д. (Linden Van der, 1981). Было установлено, что осадки отлагались в серии депрессий (Сенегальская, Северо-Канарская и др.), в пределах которых мощности увеличены. Геофизические исследования выявили отражающий горизонт А, имеющий различный геологический смысл (среднеэоценовые кремни – скв. 367, 368, 12; граница нижнеэоценовых кремнисто-карбонатных пород и верхнеолигоцен-четвертичных отложений – скв. 135 и т.д.). Осадки падают в сторону океана, образуя моноклинал. Эта закономерность нарушается северо-восточнее Островов Зеленого Мыса, где в осадочном чехле установлена пологая антиклиналь. Севернее и южнее широты Дакара структура Сенегальского прогиба осложнена соляными диапирами (например, в округе Касаманса их известно около десятка), подъем которых начался в раннем мелу и продолжается до настоящего времени (Bellion, Cravola, 1991).

Осадки, отлагавшиеся выше горизонта А, утоняются в сторону плато, что свидетельствует о его подъеме в постсреднеэоценовое время. Это же подтверждает и анализ опубликованных карт изопакит осадков (Uchupi et al., 1976). Толщи древнее горизонта А формировались в прогибе, который расширялся с юга на север, достигая максимальной ширины (по изопаките 2000 м) в районе $18-19^\circ$ с.ш.. Заливообразная форма изопакит севернее 20° с.ш., с нашей точки зрения, указывает на тектонический контроль процесса осадконакопления. Депоцентр прогибания (до 8000 м) приурочен к 17° з.д.

и осадки резко уменьшаются в мощности к 18° с.ш.. В постсреднеэоценовое время прогиб резко сузился и наибольшие мощности осадков в настоящий момент приурочены к бассейну между 23° и 18° с.ш. Пережим прогиба совпадает с зоной поднятия плато Зеленого Мыса.

Наиболее крупноамплитудные погружения в Сенегальской впадине происходили западнее $15^\circ 30'$ з.д., где установлены зоны разломов субмеридионального простирания (Roussel, Liger, 1983; Ritz, 1984). Впадина осложнена несколькими горстами и грабенами той же ориентировки (горст Н'Диасс в районе Дакара, подводное поднятие Мбоур, купол Гуирес). Формирование блоковой структуры связывают с альпийским орогенезом (Bellion, Crevola, 1991).

На основании грави- и магнитометрических данных (Roussel, Liger, 1983), Сенегальский осадочный бассейн разделен на ряд зон. К западу от мавританиды оси гравитационных и магнитных аномалий имеют субмеридиональное простирание. В южной части впадины, в районах Касаманса и Гамбия (между 13 и 14° с.ш.) выделены аномалии субширотного простирания, которые связывают с плотными массивами плутонических пород неизвестного возраста внутри утоненной коры. Сопоставление положения этой зоны с океанскими разломами показало, что они не имеют видимой связи.

В пределах Сенегальской впадины имеется несколько районов, в которых происходили меловые и кайнозойские магматические процессы. Так, сиенитовая интрузия раннемаастрихтского возраста с ореолом брекчий, была вскрыта буровой скважиной на глубине 463 м в 30 км к юго-западу от г. Сен Луи. Кайнозойские, включая четвертичные, магматические образования известны (Bellion, Crevola, 1991; Lo et al., 1992) во многих местах полуострова Зеленого Мыса (около Дакара и восточнее, в районе горста Н'Диасс). В пределах последнего обнаружены наиболее древние, среднеэоценовые, образования (35 млн лет), происхождение которых связывают с системами разломов. На западе полуострова преобладают потоки лав, на востоке – дайки, силлы. Наиболее крупная постройка западной части Сенегальской впадины – четвертичный вулкан Маммель – представляет собой маар с кратером диаметром в 1200 м. Его строение было усложнено вулканизмом стромболианского типа, а затем лавовым озером гаваитов. Развитие структуры завершилось гидротермальной активностью.

Рассмотрим соотношения континентальных и океанских структур (см. рис. 6.2). К северным районам Сенегало-Мавританского бассейна может быть протрассирована пассивная часть разлома Кейн, который должен был бы подходить к континентальной окраине между мысом Кап Мирик (примерно в районах 19° с.ш.) и Дакар. Здесь намечаются различия в мощностях осадочного чехла к северу и югу от этой зоны, которое начало проявляться примерно со среднего эоцена (Меж-

дународный..., 1989–1990; Uchupi et al. 1976), но в пределах наземной части впадины никаких ярко выраженных изменений в геофизических полях не отмечается (Roussel, Liger, 1983). Имевшиеся у автора материалы по более южным районам Сенегальской впадины свидетельствуют об ортогональных взаимоотношениях атлантических разломов и континентальных структур разного возраста.

Вдоль побережья Либерии, между Бухананом и Монровией, обнажены неметаморфизованные породы (Dalrymple et al., 1975), которые снизу вверх разделены на: песчаники Пейнесвилл (Paynesville Sandstone), толщи реки Фермингтон (Farmington River Formation) и песчаники Эдина (Edina Sandstone). Первые описываются как арениты с мощностью до 1000 м, которые несогласно залегают на кристаллическом фундаменте. Возраст, по положению в разрезе, оценивается не моложе раннего или среднего палеозоя. Они несогласно перекрыты вакками и конгломератами Фермингтон с мощностью до 1000 м. Споро-пыльцевые датировки указывают на меловой, вероятно альбский, возраст. Песчаники Эдина, видимо третичного возраста, залегают несогласно и имеют мощность в несколько метров.

На побережье Сьерра-Леоне, в районе г. Фритауна, располагается расслоенный габбровый комплекс (1000 кв. миль) с тоарским возрастом (193 ± 3 млн лет – Wells, 1962; Hattory et al., 1991), который слагает хребет, протяженностью около 40 км и с высотами до

900 м. Массив внедрялся в высокометаморфизованные и деформированные архейские и панафриканские образования северо-западного простирания (группа Касила). Последняя слагается гнейсами, гранулитами по осадочным породам, а также габбро и габбро–норитам. Массив представлен ритмичным переслаиванием троктолитов, оливин–содержащих норитов, габбро и анортитов с общей мощностью около 6000 м. С некоторыми разностями пород связана платиноносность. Магнитные и гравитационные аномалии (Mgbatogu et al., 1988) на Гвинейском плато свидетельствуют о продолжении массива в акватории. Он также четко прослеживается и на альтиметрической карте (рис. 7.2) в виде интенсивной аномалии северо-западного простирания (310°) и протяженностью порядка 100 км.

В северной части Леоно-Либерийского щита и Западно-Гвинейской синеклизе установлены субгоризонтальные, часто многоярусные силлы долеритов, диабазов, габбро–долеритов (реже – перидотиты, кварцевые габбро, кварцевые диориты и гранодиориты) из которых К/Аг датировки показывают две группы возраста – 330–280 (карбон) и 235–140 (ладин–берриас) млн лет. Более древние датировки получены из силлов прорывающих кристаллические комплексы фундамента, более молодые – осадочный чехол (Романько, 1979). Мощность силлов достигает нескольких десятков метров, в отдельных случаях – до 200–300 м. Кристаллический фундамент этой части Африканской окраины, по дан-

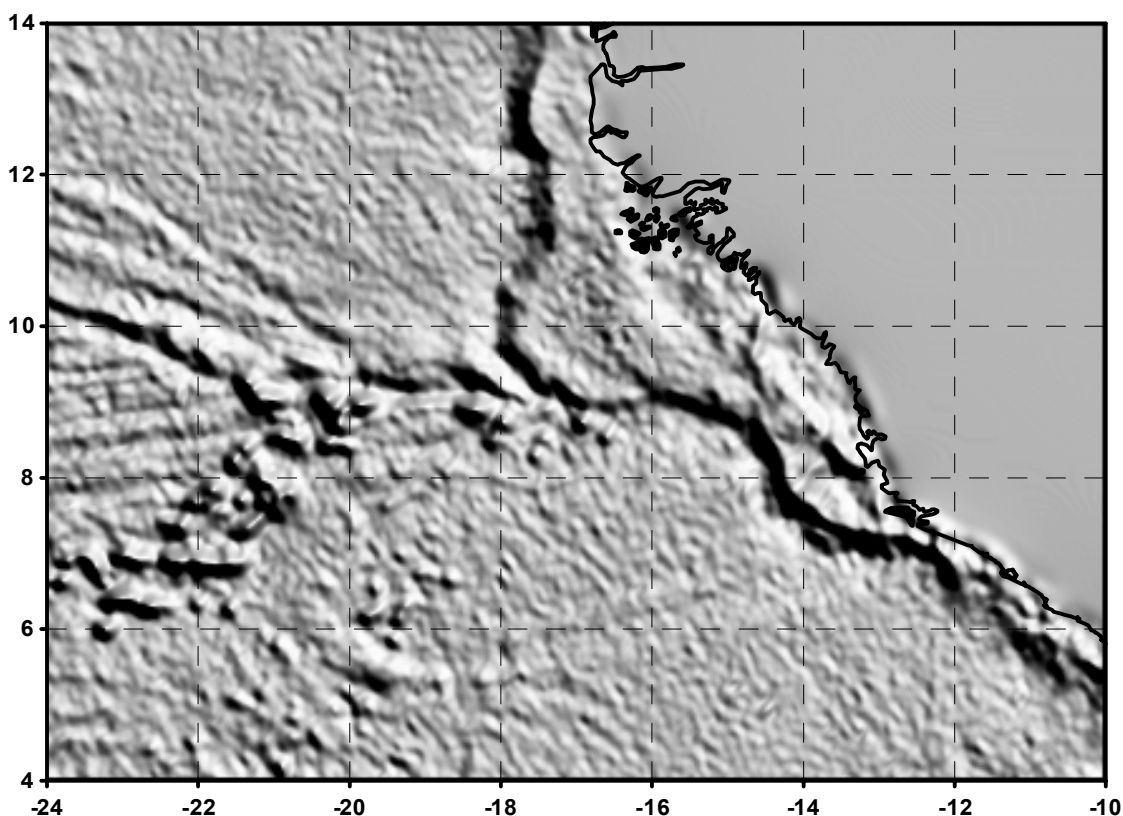


Рис. 7.2. Расположение вулканических гор и океанских разломов в районе Гвинейского плато по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997)

ным геофизических исследований, ступенчато погружается в сторону океана.

Гвинейское плато располагается южнее Сенегальской впадины (см. рис.7.2) (Benkhelil et al., 1995; Yunov, 1996). Его, поверхность полого погружается в сторону океана до глубин 1250–2000 м. С запада и с юга оно ограничено склонами с углами 8–14°, которые осложнены многочисленными каналами и оползневыми структурами. Склон Гвинейского плато сложен карбонатными породами среднеальбского возраста и темными сланцами с рубежа сеномана–турона. Биостратиграфические данные свидетельствуют, что этот регион, начиная с раннеальбского времени находился в условиях открытого моря. На глубине около 4500 м склон переходит в глубоководную котловину Сьерра-Леоне, имеющей общий уклон с юго-востоку.

Строение плато было подробно описано А.Ю.Юновым (Yunov, 1996). По его данным, в восточной части плато были вскрыты палеозойские комплексы с мощностью до 5000–6000 м. В основании мезозойского разреза залегают триасовые соленосные породы, которые формируют диапиры в субмеридиональной рифтовой зоне на шельфе Биссау. Плато сложено юрскими, меловыми и кайнозойскими образованиями, которые образуют сложно построенные клиноформы, осложненные многочисленными разломами. По данным бурения, в основании нижнего мела, установлены барремские вулканические брекчии (1100 м), которые перекрыты апт-альбскими базальтами, вулканическими брекчиями, аргиллитами и песчаниками (670 м). В разрезе плато установлены предсеноманское, предсенонское, предэоценовое несогласия.

В западной части Либерии докембрийские кристаллические породы прорваны вертикальными дайками и силлами раннемезозойского возраста (Haggerty, 1982; Mauche et al., 1989). Аэромагнитные исследования показывают, что они есть и на шельфе. Отдельные дайки имеют протяженность свыше 50 км. Мощность изменяется от нескольких сантиметров до 100 м. Чаще всего встречаются образования с мощностью в 15–45 м. В песчаниках Пейнесвилл обнаружены только несколько силлов и даек, а также два небольших потока толеитовых базальтов. Диабазы состоят из лабродорита, титанистого авгита с магнетитом, ильменитом и апатитом. Есть дайки с пижонитом, оливином, сульфидами. Все субвулканические породы имеют возраст 177 ± 4 (байос), 197 ± 6 (поздний лейас), $185 \pm 4,4$ млн лет (аален) (Mauche et al., 1989 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод), 217–161 млн лет (рэт-оксфорд), с преобладанием 202–184 млн лет (синемюр-аален) (Dalrymple et al., 1975 – K/Ar метод).

Шельф Либерии (Gorini, 1981) вытянут параллельно побережью Африки. Мощность осадков в его пределах достигает 3000 м. Депоцентры осадконакопления располагаются в низах континентального склона – верхах континентального подножья. Мощность осад-

ков возрастает в районе хребта Гран Сес (Grand Cess), который лежит на продолжении разломов Сан-Паулу.

Континентальная окраина Кот Д'Ивуар–Гана располагается (Delteil et al., 1974; Basile et al., 1996). на южном краю Африканского кратона, который в самом общем виде состоит, западнее Гринвичского меридиана, из метаморфических пород деформированных в бирримское время (2.1 млрд лет), имеющих северо-восточное простирание и разбитых многочисленными меридиональными сдвигами. Восточнее располагается пан-африканские и палеозойские образования. В районе Аккры формации Того и Бум образуют группу Вольта, которая представляет собой метаморфизованный и складчатый чехол (Yarwood, Doser, 1990). Во время пан-африканской орогении первая была надвинута на вторую по надвигам Аквапим. Палинспастические реконструкции показали (Castaing et al., 1993), что пан-африканские образования района Кот Д'Ивуар–Гана хорошо коррелируются с комплексами Северо-Восточной Бразилии и состояли из внешнего, среднего и внутреннего покровов. Они были нарушены докембрийскими транс-континентальными правыми сдвигами Зона сдвигов Собрал–Канди (вышеупомянутая сутура Аквапим располагается в ее пределах) имела северо-восточное простирание т.е. располагалась резко несогласно по отношению к зонам расколов прото-экваториальной Атлантики. Вторая зона, Пернамбуко–Анага–Адамаоа, имеет простирание близкое к рифтам Бенуэ и теоретически могла использоваться в мезозое при формировании Атлантики. Вместе с тем, зона смятия Пернамбуко контролирует только ориентировку рифта Жатоба и никак пространственно не связана с современными трансформными разломами.

Побережье Кот Д'Ивуар (Basile et al., 1996), между Гринвичским меридианом и 5° з.д., ограничено узким (от первых км до 70 км, в районе Ганы) шельфом. Южнее располагается хорошо выраженный континентальный склон и подножье с глубинами от 200 до 4000 м, которые объединяют в единую впадину с общим наклоном пологой поверхности к западу. Последняя усложнена несколькими подводными каналами. Краевой хребет Кот Д'Ивуар–Гана ограничивает впадину и имеет простирание 60–65°, соединяясь на востоке с крутым склоном Ганы. В его строении выделяется склон с крутизной от 20 до 50° и вершина, которая представляет собой выравненное плато с минимальными глубинами порядка 2000 м. Оба морфологических элемента хребта постепенно погружаются на запад до глубин около 3000 м. Южнее хребта располагается абиссальная котловина Гвинейского залива (5000 м) с глубоководными холмами, которые рассматриваются как части разломной зоны Романш. Переход от платформенных структур Ганы (мощность коры 20–22 км) к океанической коре (4–5 км) котловины происходит на расстоянии всего в 10–20 км.

Рассмотрим соотношения пассивных частей трансформных разломов в районе Кот Д'Ивуар–Гана. Древняя шовная зона Аквипим в настоящий момент активизирована (Akoto, Anum, 1992) и по ней проходит одноименный разлом северо-восточного простирания. Он соединяется в районе Аккры с субширотным Береговым разломом. Предполагается, что последний представляет собой продолжение разломной зоны Романш. В районе известно несколько исторических разрушительных землетрясений (18 декабря 1636 г. – район Аксим, 1862 г. – Аккра, 1869 г. – 20 ноября 1906 г., 11 февраля 1907 г. и 1964 г. – вдоль разлома Аквипим), которые приводили к разрушению построек и человеческим жертвам. Здесь же известна и микросейсмическая активность. Все эти события связывают с движениями по разломам Аквипим. Вместе с тем, новый расчет землетрясения 22 июня 1939 г. ($M = 6,4$), которое было хорошо зафиксировано рядом сейсмических станций, показал, что оно состояло из двух, с различными фокальными механизмами. Один из очагов (глубина 12 км) располагался в системе Аквипим, а второй с глубиной в 15 км – на Береговом разломе. Отмечается (Suleiman et al., 1993), что в целом все землетрясения в районе Гвинейского залива, имеют глубины от 8 до 15 км, сдвиговую компоненту и связаны с крутопадающими разломами (угол падения $>80^\circ$). Исследования (Basile et al., 1996), связанные с подготовкой бурения скважин ODP в 159 рейсе “Джойдес Резольюшен”, районе краевого хребта Кот Д'Ивуар–Гана, позволили выделить правые сдвиги. Помимо этого были установлены хорошо сохранившиеся древние разрывы типа “flower structures”, которые обычно характерны для сдвигов.

Восточнее описанного района, в районе дельты р. Вольта, на территории Ганы, располагается впадина Кета (Akpati, 1978). Ее фундамент, по данным бурения, складывается докембрийскими кристаллическими породами, которые с несогласием перекрываются ниже–среднедевонскими сланцами Таконари (мощность порядка 280 м), прорванными силлами долеритов мощностью до 70 м и возрастом 162–172 млн лет (бат-оксфорд) (Akpati, 1978 – К/Аг метод). Выше залегают меловые и кайнозойские отложения (мощность в пределах акватории 4500 м), которые заполняли систему поднятий и прогибов северо-восточной ориентировки и нарушены разломами Фенаи–Якое (Fenyi–Yakoe) и Адина (Adina) того же простирания. Первый цикл седиментации привел к отложению мощных (2730 м – южный берег Ганы, скважина Дзита) континентальных переслаивающихся песчаников и алевролитов мелового возраста. Морская трансгрессия, начавшаяся в конце кампана и продолжавшаяся до эоцена включительно, привела к отложению алевролитов с прослоями песчаников и известняков. Главная регрессия наступила в позднем эоцене перед миоценовой трансгрессией. Плиоцен–плейстоценовый регрессивный цикл обусловил отложение песков и глин.

Впадина Бенуэ (Хаин, 1971; Gorini, 1981; Maurin et al., 1986; Benkhelil, 1988; Benkhelil, 1989; Ojoh, 1990) располагается в Нигерии вдоль течений рек Бенуэ и Нигер (см. рис. 7.1). Она входит в крупную палео-рифтовую систему Африки, протягивающуюся от побережья Атлантического океана до озера Чад на расстояние более 1000 км.

Древнейшие осадочные образования позднеаптско-раннеальбского возраста (песчаники Бима) в пределах трога Бенуэ были вскрыты скважинами в антиклинале Ламурде, расположенной в т.н. “Верхнем троге Бенуэ” (“Upper Benue Trough”) (Benkhelil, 1989). В нижней части они представлены красными и розовыми глинами с прослоями средне-грубозернистых полевошпатовых песчаников (400 м), которые вверх по разрезу сменяются грубозернистыми песчаниками аналогичного состава (300–1200 м). Верхи разреза слагаются плитчатыми песчаниками с косой слоистостью.

В нижнем течении р. Нигер (антиклинорий Абакалики) наиболее древние (среднеальбские) осадочные породы мезозоя представлены (Benkhelil, 1989; Ojoh, 1990; Agumanu, 1990) переслаиванием известковистых аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков (группа Асу и ее аналоги), которые имеют оползневое или турбидитовое происхождение. Максимальная мощность этих образований достигает 1500 м. В средней части трога Бенуэ она возрастает вдвое и возраст наиболее древних зеленоватых аргиллитов и песчаников группы Асу становится среднеальбским. Сеноманские отложения в “Нижнем троге Бенуэ” слагаются черными глинистыми сланцами, возраст которых датирован по споре и пыльце. Толщи формировались в прибрежных условиях. Они с несогласием перекрываются туронскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами и верхними карбонатными породами (формация Азе–Аку). Коньяк–кампанские отложения представлены алевролитами, глинистыми известняками с пачками глин (формация Авгу). Разрез верхнего мела завершается маастрихтскими алевролитами, песчаниками с известняками (формация Энугу). Кайнозойская часть разреза (палеоцен – ранний эоцен) трога Бенуэ представлена аргиллитами, мощностью до 1000 м, которые получают более широкое распространение по мере приближения к Атлантическому океану. В юго-западной части впадины Бенуэ (Akrokodje, Etu-Efeotor, 1987) располагается третья в мире по площади дельта реки Нигер (362 600 кв. км.), которая начала формироваться в палеоцене.

В юго-западной части Гвинейского залива располагается впадина Габон (Brink, 1974). Она выполнена осадочным чехлом мощностью до 18 км. Зоны максимального погружения совпадают с шарнирами, которые со временем мигрировали в западном направлении. Седиментация в бассейне началась с раннемелового или даже позднеюрского времени. С этого рубежа и до верхов апта формировалась, так называемая, “груп-

па Кокобич” (“Cocobeach group”) или подсолевые отложения, с общей мощностью до 7000–9000 м. Она слагается аргиллитами с линзами песчаников или их переслаиванием. Приведенные карты изопакит разных частей разреза впадины свидетельствуют, что с момента формирования группы и вплоть до верхов эоцена активную роль играла зона северо-восточного простирания, в район которой в настоящее время трассируется по данным спутниковой альтиметрии восточная пассивная часть разлома Боде-Верде. В более северных районах, во впадине Рио Муни отмечается ряд разломов (Кампо, Кейп Сан-Хуан), которые считаются продолжением трансформных разломов Атлантического океана (Turner, 1995). Проверка этого предположения показала, что гравиметрические аномалии (Sandwell, Smith, 1995) разломной зоны Вознесения протягиваются именно в указанные районы Западной Африки.

7.2. Континентальные окраины Южной Америки

Непосредственно прилегающая к Атлантическому океану северо-восточная часть Южной Америки, представляет собой (Хаин, 1971) древнюю платформу (Гвианский щит) с рядом крупных интракратонных впадин – Амазонской, Паранаиба (Мараньяо) и Парана. Вдоль атлантического побережья Южной Америки располагаются (Asmus, Ponte, 1973, Fainstein, Milliman, 1979) впадины Реконкаво–Тукано–Жотоба (Reconcavo–Tukano–Jotoba), Сергипе–Алагоас (Sergipe–Alagoas), Ресифи Жуан–Посоа (Recifi–Joao–Passoa), Потигуар (Potiguar), Сеара (Ceara) и некоторые другие (рис.7.3).

Амазонская впадина (Bigarella, 1973) располагается между Гвианским и Бразильским щитами, которые сложены породами, претерпевшими метаморфизм око-

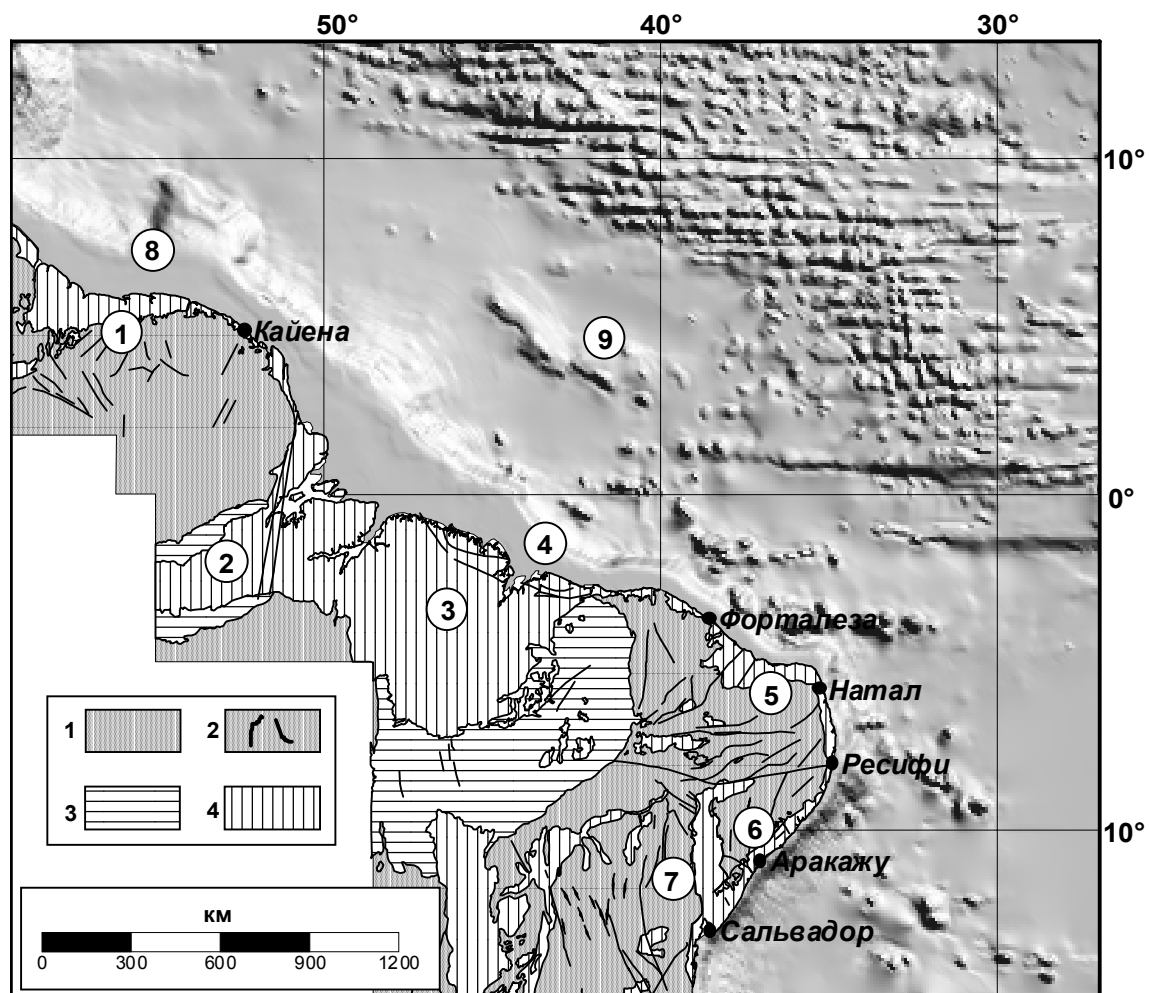


Рис. 7.3. Упрощенная тектоническая схема Южной Америки (Tectonic..., 1978). 1 – выступы кристаллического фундамента, нерасчлененные, 2 – разломы и простирания основных докембрийских структур нерасчлененные, 3, 4 – наложенные впадины: 3 – палеозойские, 4 – мезозойские-кайнозойские. Цифры в кружках: 1–3 крупнейшие впадины: 1 – Сеара, 2 – Амазонская, 3 – Мараньяо; 4 – Баррейриньяс, 5 – Потигуар, 6 – Сергипе, 7 – Реконкаво-Тукано; 8 – плато Демерара, 9 – поднятие Сеара. Рельеф дна – ЕТОРО5

ло 2 млрд лет назад. Они частично перекрыты субгоризонтальным осадочным чехлом с возрастом 1,7 млрд лет, который прорван долеритами докембрийского возраста. В некоторых районах установлены досилурийские образования, залегающие с угловым несогласием на более древних. Амазонская впадина была заложена (Хаин, 1971) по крупной докембрийской тектонической зоне, о чем свидетельствуют различные простирания кристаллических пород севернее и южнее ее.

Амазонская впадина подразделяется (Bigarella, 1973) на ряд впадин более высокого порядка (Акре, Верхнеамазонская, Среднеамазонская и Маражу), разделенными поднятиями (Иквитос, Коари и Пурус, горст Гурупа). Последний ограничен на западе крутопадающими разломами, а на востоке ступенчатой системой разломов на востоке (Gorini, 1981).

Наиболее древними породами (Bigarella, 1973) Амазонской впадины, перекрывающими с несогласием докембрийский фундамент, являются силурийские песчаники с косою слоистостью и аргиллиты (формация Тромбеташ – Trombetas Formation). Их мощность изменяется от 600 м до менее чем 15 м. Выше по разрезу, после углового несогласия, залегают девонские свиты Маекуру (эйфель–эмс), Эрере (живет–эйфель), Куруа (фран–живет), сложенные, соответственно, плохо сортированными слюдистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, терригенными, часто битуминозными и известковистыми породами с прослоями песчаников. Мощность пород составляет для первой и последней из перечисленных выше формаций 40–500 м и 1300 м.

После продолжительного перерыва в Амазонской впадине начали формироваться каменноугольные отложения (снизу вверх): переслаивание песчаников и известняков Монте Алегре (25–300 м) начала позднего карбона; известняки, ангидриты с подчиненными алевролитами и аргиллитами Итаитуба (35–422 м) середины позднего карбона; эвапориты Нова Алинда (около 1200 м) конца позднего карбона. Разрез палеозоя завершается предположительно пермскими известковистыми песчаниками Сукурунди, мощностью до 645 м, вскрытыми только буровыми скважинами в наиболее погруженных частях впадины. Меловые отложения широко развиты в пределах Амазонской впадины. В приантлантических районах (Хаин, 1971) их мощность полностью не вскрыта бурением, по данным которого только на верхнемеловые отложения приходится более 1000 м. Они представлены (Bigarella, 1973) различными песчаниками, глинами и аргиллитами. Кайнозойские отложения залегают с несогласием на всех более древних. Во впадине Маражу они имеют мощность более 4000 м и представлены неконсолированными грубообломочными, вплоть до конгломератов, образованиями. В целом крылья Амазонской синеклизы наклонены под углами в первые градусы к ее оси и осложнены пологими брахиантиклинальными и куполообразными поднятиями (Хаин, 1971). Общая субши-

ротная структура впадины осложнена поперечными и диагональными разрывами.

Восточнее горста Гурупа, в районе устья р. Амазонка, располагается впадина Маражу, которая представляет собой грабен, ограниченный крутопадающими разломами, которые были активны в мел–кайнозойское время. Мощность осадков в пределах акватории достигает 12–15 км (Gorini, 1981). Сопоставимые мощности известны и в районе конуса выноса Амазонки. Осадочный чехол был интенсивно деформирован в олигоцене и испытал подъем в миоцене, что связывают с проградацией Северо–Бразильского подводного хребта в западном направлении. Он представляет собой группу подводных гор с глубинами менее 900 м и поднятий, которые рассматриваются как продолжение зоны разломов Сан–Паулу (Gorini, 1981).

В пределах Амазонской впадины установлено большое количество даек, силлов и эффузивных образований раннемезозойского возраста (Bigarella, 1973). Мощность эффузивных образований изменяется от 260 до 600 м. Мощность отдельных силлов может достигать многих десятков метров. Возраст – поздне триасовый – раннеюрский. Наиболее древние базальты, вскрытые бурением имеют позднекаменноугольный возраст.

В основании разреза впадины **Паранаиба** (см. рис. 7.3). (Bigarella, 1973) располагаются силурийско–девонские образования известные как (снизу вверх) формации Серра Гранде (Serra Grande), Пиментейра (Pimenteira), Кабесас (Cabecas) и Лонга (Longa).

Первая перекрывает докембрийские метаморфические комплексы с угловым несогласием и имеет силурийский или даже ордовикский возраст. Она складывается грубозернистыми песчаниками с косою слоистостью и, частично, конгломератами с общей мощностью от 50 до 700 м. Формация Пиментейра представлена песчаниками, аргиллитами и алевролитами с обильной морской фауной раннедевонского возраста с мощностью порядка 200 м. Формация Кабесас средне–познедевонского возраста представляет собой толщи песчаников с прослоями аргиллитов дельтового происхождения с общей мощностью от 300 до 400 м. Разрез девона завершается хорошо стратифицированными черными алевролитами с мощными прослоями песчаников в основании и у кровли формации Лонга. Мощность этих осадков изменяется от 120 до 560 м. Каменноугольная часть разреза впадины Паранаиба представлена формациями Потти (Poti) и Пиауи (Piaui). Первая складывается тонкозернистыми, слюдистыми, известковистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями каменного угля и конгломератов с мощностью порядка 300 м. Вторая с несогласием и базальными конгломератами в основании ложится на более древние толщи и представлена песчаниками, алевролитами, ангидритами, известняками и доломитами мощностью от 170 до 250 м. Пермская формация Педра де Фогу (Pedra de Fogo) складывается кремнями, ангидритами и терригенными породами с

обильными остатками древесины с мощностью около 200 м. Верхняя часть разреза перми (формация Мотука) представляет собой переслаивание алевролитов и песчаников с отдельными прослоями ангидритов и известняков мощностью 265 м.

Мезозойские комплексы впадины Паранаиба имеют общую мощность более 900 м, которая возрастает по мере приближения к окраине континента до 8225 м (впадина Баррейриньяс). Верхний триас представлен алевролитами и песчаниками мощностью порядка 70 м, которые перекрываются юрскими тонкозернистыми и пуддинговыми песчаниками с мощностью до 400 м. Меловые образования широко представлены во впадине Паранаиба. В основании нижнемелового разреза располагаются комплексы базальтовых лавовых потоков с общей площадью выходов до 100 000 кв. км. Ось максимальных излияний базальтов имеет север-северо-восточное простирание. Со временем формирования лавового комплекса связаны также интрузии и силлы диабазов, выходы которого занимают площадь в 300 000 кв. км. Количество силлов уменьшается к западному и северному обрамлениям впадины. Максимальная мощность лав достигает 175 м. Выше залегают толщи песчаников, аргиллитов и алевролитов послераннеаптского-раннеальбского возраста с мощностью более 200 м. Кайнозойские отложения во впадине Паранаиба практически отсутствуют.

В восточной части северо-восточной Бразилии (см. рис. 7.3) в районе **Сеара-Мирим** (Ceara-Mirim) установлены многочисленные проявления среднеюрского (179–161 млн лет) и раннемелового магматизма (145–130 млн лет). Южнее впадины Потигуар (Bellieni et al., 1992) располагаются рои даек двупироксеновых базальтов и реже пород щелочного состава (тефриты и трахибазальты) субширотного простирания. В западном направлении их количество уменьшается. Дайки имеют, как правило, субвертикальное падение, максимальную мощность до 100 м и протяженность до 100 км. Порода имеют много общего с толеитовыми интрузиями на востоке впадины Маранья (Fodor et al., 1990) и покровными базальтами впадины Парана в юго-восточной Бразилии. Отмечается сходство юрских и раннемеловых даек с дайками трога Бенуэ и их происхождение связывают с раскрытием центральной Атлантики.

Впадина **Баррейриньяс** (см. рис. 7.3) располагается севернее впадины Маранья от которой она отделяется поднятием Феррер–Урбано Сантос–Паранаиба. Она представляет собой серию горстов и грабенов максимальная мощность осадков в которых может достигать 12000 м (грабен Пиауи). Фундаментом впадины служат докембрийские кристаллические породы, палеозойские-нижнемезозойские отложения и вулканы основного состава низов раннего мела. Апт (?)–альбские отложения представлены терригенными толщами, которые сменяются сеноман-кампанскими терригенными отложениями и из-

вестняками. Миоценовые отложения установлены только в морской части впадины.

Структура впадины Баррейриньяс была сформирована во время велдских деформаций раннемелового возраста (Asmus, Ponte, 1973). Она отделена от впадины Маранья субширотным поднятием Феррер–Урбано Сантос–Паранаиба. Севернее его располагается система субпараллельных грабенов Пиауи, Илья Нова и западнее более широкая впадина Сан-Луи, которая отделена горстом Розарио (Gorini, 1981). Эти структуры лежат непосредственно на продолжении западного фланга разломов Романш.

Плато Демерара располагается (см. рис. 7.3) к северу от побережья Суринама и Французской Гвианы между 55 и 52° з.д. Наиболее северная точка плато располагается на северо-востоке примерно на 9°30' с.ш. Как следует из опубликованной (Hayes et al., 1972) батиметрической карты, плато состоит из трех частей: шельф с глубинами 200–300 м, который через зону пологого склона (200–600 м) переходит в выравненную поверхность плато, которая завершается крутым склоном северо-западного простирания с глубинами 700–2400 м. С запада и востока плато также ограничено крутыми склонами субмеридиональной ориентировки. Скважина 143 располагалась на середине северного склона, 144 – непосредственно выше перегиба плато. Из первой был поднят только один керн с конгломератами, песками и галечниками позднеальбского-сеноманского возраста. В обломках содержатся зеленые алевролиты, полуокатанные среднезернистые кварцевые песчаники, серовато-зеленые окисленные алевролиты для которых предполагалось формирование в условиях осыпи. Возраст определен по фораминиферам и наннопланктону, однако не может быть принят как окончательный. В 144 скважине был поднят палеоцен-олигоценый фораминиферово-наннопланктонный мел, ниже которого были пробурены палеоценовые и маастрихтские цеолитовые мергели, которые постепенно вниз по разрезу сменялись известковистыми углефицированными аргилитами с серо-водородным запахом сантонтуронского возраста. Мергели, кварцевые мергели, глинистые известняки и углефицированные глины отлагались с сеномана по апт.

На всех сейсмических профилях на глубинах от 400 до 500 м установлено угловое несогласие между меловыми и более молодыми отложениями. В осадконакоплении было установлено три основных перерыва: поздний эоцен и на границе мела и кайнозоя (147 м), которые не были связаны с изменениями в литологии. Перерыв между верхнекампанскими отложениями и нижним сантоном сопровождался изменениями в литологическом составе. В целом характер седиментации показывает, что происходило постепенное погружение плато Демерара с альба на 3000 м. Меловое время отличалось постепенной сменой аэробных условий на анаэробные.

Впадины Реконкаво–Тукано–Жото́ба (см. рис. 7.3) образуют единую систему осадочных бассейнов, формирование которых связывают (Milani, Davison, 1988) с раскрытием Южной Атлантики в раннемеловое время. Общая конфигурация структур может свидетельствовать о повороте Восточно–Бразильского блока на 2° против часовой стрелки. Общая структура впадины представляет собой сложную систему поднятий и депрессий фундамента. Депоцентры осадконакопления располагаются вдоль восточного края впадины Реконкаво и Тукано, где установлены крутопадающие сбросы. Западные края впадин представляют собой пологие флексуры. Наиболее северная впадина системы – Жото́ба контролируется докембрийской зоной смятия Пернамбуко субширотного простирания. Грабены Тукано и Реконкаво осложнены поперечными зонами на отдельных части.

Палео-рифтовая система была заложена в докембрийском фундаменте, сложенном гнейсами, гранулитами и амфиболитами. Протерозойские породы смяты в систему сложных складок и разбиты разломами север–северо-западного простирания на многочисленные блоки. Древние простирания наследовались в мезозое на востоке впадины Реконкаво и на юго-востоке Тукано. Некоторые поперечные разломы мелового времени развивались по позднепротерозойским шовным зонам (например, разлом Итапоранганга).

Впадина Реконкаво представляет собой (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979; Milani, Davison, 1988; Moraes, De Ros, 1990; Чиньоне, Джеральдо де Андраде, 1973) сложный полуграбен субмеридионального простирания, который вблизи побережья резко погружается по разлому Сальвадор с амплитудой до 3000 м. Грабен разделен левыми сдвигами (Мата–Кату и Итангара–Аресас) север–северо-западного простирания на три части с индивидуальной историей развития. Наиболее древние отложения (дорифтовые) впадины Реконкаво представлены верхнеюрскими красными алевролитами и песчаниками лагунного происхождения (500 м), которые перекрываются аллювиальными песчаниками (250–400 м), сформированными в проградирующей речной системе. Неокомские отложения слагаются конгломератами. В апт (?)–альбское время формировалось региональное угловое несогласие. Синрифтовые карбонатные и кластические отложения этого времени имеют незначительную мощность и ограниченные районы распространения. После значительного перерыва пострифтовое осадкообразование началось в миоцене, во время которого сформировались известняки и алевролиты, перекрытыми в плиоцене песчаниками и глинами.

Впадина Сергипе–Алагоас (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) (см. рис. 7.3) протягивается вдоль побережья Бразилии между 9° и 11°30' ю.ш. На континенте она слагается, в основном, верхнеюрскими (200–300 м) красноцветными аргиллитами, песчаника-

ми и нижнемеловыми эвапоритами, известняками и терригенными породами с общей мощностью до 6000 м, которые сильно нарушены разломами. Вышеуказанные комплексы с угловым несогласием перекрывают докембрийские и нижнепалеозойские образования. В аптское время началась трансгрессия, в ходе которой отложились конгломераты, а также неритовые и литоральные комплексы. Регрессия началась в позднем альбе и продолжалась до сеномана включительно. Верхнесеноманские отложения представлены карбонатными мелководными глинами. В турон–коньякское время сформировались карбонатные банки с мощностью от 200 до 1000 м. Верхи мела представлены аргиллитами. В сторону океана меловые отложения погружаются под кайнозойские толщи. Это обстоятельство свидетельствует о смещении оси осадконакопления в юго-восточном направлении в палеоцен–эоценовое время.

Южноамериканские осадочные бассейны Сергипе–Алагоа и Реконкаво–Тукано считаются аналогами габоновских (Castro, 1987). К центральной части первого протягиваются пассивная часть разломной зоны Вознесения. Автор не располагает достаточными данными для точного понимания соотношений структур указанного района с трансформными разломами. Мелкомасштабные иллюстрации позволяют увидеть примерно в центральной части впадины границу резкого изменения фаций (Asmus, Ponte, 1973) с северо-восточным простиранием, что совпадает с углом подхода разлома.

Впадина Ресифи–Жуан–Посоа (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) имеет ширину не превышающую 25 км. Она протягивается (см. рис. 7.3) вдоль побережья Бразилии между 9 и 5° ю.ш. На континенте она слагается сантон–кампанскими песчаниками и аргиллитами с общей мощностью менее 500 м, в океанической части впадины мощность осадков увеличивается до 1000–2000 м. Наиболее древние, сантон–кампанские, отложения представлены литоральными, лагунными, флювиальными обломочными породами, которые перекрываются мелководными известняками маастрихта и палеоцена–эоцена. После углового несогласия отлагались пески плиоцена–голоцена. Континентальная часть впадины представляет собой моноклинал, наклоненную в сторону океана. С севера она ограничена разломом Флореста–Ресифи, с юга разломом Патос. В южной части впадины известны интрузивы туронского возраста, представленные трахитами, риолитами, базальтами и гранитоидами.

Впадина Потигуар (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) располагается в районе резкого изменения простирания побережья Южной Америки с субмеридионального на запад–северо-западное (см. рис. 7.3). Она протягивается вглубь континента на 100 км и повсеместно слагается осадками мелового возраста. Их мощность достигает 2500 м в западной части и сокращается до 500 м в восточной. Наиболее древние отложения впадины представлены апт–альбскими неморс-

кими алевролитами и слюдистыми песчаниками. Первые морские образования сеномана (?) представлены литоральными грубообломочными толщами, фауна в которых имеет сходство с видами, развитыми в Сенегальской впадине. Верхи мела представлены карбонатными отложениями. Миоцен-плиоценовая кластика континентального происхождения с угловым несогласием перекрывают меловые толщи. Южнее г.Макау установлены миоцен-нижнеплиоценовые потоки оливиновых базальтов (20 млн лет).

Впадина Сеара (Asmus, Ponte, 1973; Fainstein, Milliman, 1979) отделена (см.рис.7.3) от впадины Потигуар поднятием Форталеза. В пределах впадины общая мощность осадков достигает 4000 м, из которых около половины приходится на неогеновые отложения.

Приведенный конспективный обзор строения континентального обрамления Африки и Южной Америки показывает большое разнообразие строения осадочных бассейнов, широкое развитие раннемезозойской и более молодой магматической активности. Остановимся на вопросе соотношения континентальных и океанических структур в центральной Атлантике.

7.3. Синтез

Сопоставление трансформных разломов Центральной Атлантики и докембрийских структур континентального обрамления показывает, что они не только не совпадают по простиранию с домезозойскими (включая докембрийские) разломами, сутурами или швами, но часто располагаются в плане по отношению к ним ортогонально или под углами. Более того, в континентальных областях нет соответствующего количества ни домезозойских ни мезозойско-кайнозойских зон, которые могли бы служить зародышами будущих трансформов. В связи с вышесказанным, можно утверждать, что заложение системы океанических разломов не было связано с наследованием древнего структурного плана континентальной коры на ранних этапах раскрытия Атлантического океана.

Обзор структур обрамления приэкваториальной части Атлантического океана позволяет предполагать, что на определенных этапах развития наиболее удаленные от оси спрединга части океанских разломов испытывали активизацию (возможно неоднократную) и оказывали влияние на формирование структур осадочных бассейнов в континентальной коре. Этому же не противоречит присутствие эпицентров землетрясений в ряде районов за пределами рифтовой зоны САХ.

В настоящий момент базовой моделью образования трансформных разломов является идея Дж. Уильсона (Wilson, 1965), к которой мы обращались неоднократно в разных главах монографии. Вместе с тем, как точно отмечалось в одной работе, “уильсоновская кинематическая модель представляет собой превосходную аппроксимацию первого порядка” (“Wilson’s kinematic

model is an excellent first-order approximation”) (Garfunkel, 1986, p. 775). За тридцать лет, прошедших с момента публикации модели, собран огромный геолого-геофизический материал по строению активных частей океанских разломов, их соотношений с рифтовыми зонами, который уже привел к появлению таких нововведений как нетрансформные смещения, мигрирующие трансформные разломы и т.д.

Модель формирования океанских разломов должна объяснить следующие закономерности существующие в природе. Разломы в большинстве районов Центральной Атлантики не развивались по древним (домезозойским) разломам, сутурам или швам. Они имеют различную протяженность, которая может отличаться в 4–5 раз. Во всех изученных районах, как в активной, так и в пассивной частях, с разломами связана утоненная кора. В плане отдельные разломы или их группы могут изменять, как согласно, так и несогласно свои простирания. Установлены зоны бифуркации (расщепления) разломов. Троги разломов обрамляются хребтами разного типа с одной или с обеих сторон. Разломы могут не иметь связи с зонами аккреции океанической коры. С разломами практически никогда не связаны зоны магматической активизации, которые бы формировали вулканические аппараты центрального типа. Последние как правило располагаются под углом к основному простиранию разлома

Рассмотрим логическую последовательность событий, которые привели к образованию Атлантического океана. В следствии горизонтальных движений происходит постепенный разрыв континентального суперблока с глубиной мантии порядка 100 км. По всей видимости была сформирована рифтовая зона подобная восточно-африканской, в которой зоны растяжения соединяются зонами аккомодации (приспособливания). Одна из таких палеозон реконструирована в Реконкаво-Габонском сегменте (Castro, 1987). При прогрессивном растяжении происходит постепенный подъем кровли мантии к поверхности, т.е. происходит коренное изменение положения кровли мантийного вещества – она испытывает перемещение по вертикали на расстояние порядка 90 км. Такие изменения, очевидно, привели к резким изменениям температурных параметров и давления на огромных площадях (например, при раскрытии Южной Атлантики для хрона 100 млн лет протяженность новообразованной коры составила около 50° по широте или – около 5000 км). Таким образом, был сформирован мантийный массив планетарного масштаба. Столь радикальные перераспределение вещества должно было потребовать приспособливания всей вращающейся планеты к новым условиям. Одной из реакций вращающегося тела на вышеуказанные события могло быть заложение зон подвижности, шарниров, которые обеспечивали наилучшее соответствие кровли мантии и поверхности геоида. Образно говоря, это напоминало устройство хитинового панциря насекомых,

в котором прочные склератумы соединены гофрированными поясами, которые и обеспечивают подвижность всего организма. Именно субмеридиональное простираание вновь раскрывшегося океана создало оптимальные условия для заложения суширотных шарнирных зон, которые не являлись разломами в собственном понимании этого слова.

Начавшийся спрединг начал использовать созданный структурный каркас и собственно трансформные разломы появляются только с этого момента. По мере расширения океана могли возникать периоды заложения новых шарниров и миграции более древних по широте. С этих позиций зоны “discontinuity” представляют собой области приспособливания рифтовой зоны к прото-мантийным структурам. На последних этапах развития океана океанские разломы могли оказывать воздействие на формирование структур осадочных бас-

сейнов в пределах континентальных раздвинувшихся блоков.

Если предложенный механизм реален, то необходимо различать трансформные разломы Уильсона, которые генетически связаны с эволюцией оси спрединга от океанских мантийных шарниров, возникновение которых было обусловлено приспособливанием мантийных образований к поверхности вращающегося тела планеты. Форма этих образований могла усложняться по мере эволюции океана. При этом раздвижение Африки и Южной Америки создавало в экваториальном регионе сдвиговую компоненту, что дополнительно усложняло форму мантийного субстрата океана и приводило к формированию изгибов, конвергенции и бифуркации пассивных частей океанских разломов, причем эти процессы уже не были напрямую связаны с формой геоида.
