

Разломы Ангольской котловины

А. О. Мазарович, С. Ю. Соколов

Геологический институт (ГИН РАН)

Аннотация. Рассматриваются основные закономерности тектонического строения Ангольской котловины и, в первую очередь, основные системы разрывных нарушений, их соотношения с континентальной окраиной Африки. В основу работы положено большое количество литературного материала, данные, доступные по сети Internet, расчеты гравитационных аномалий (Буге, изостазия), статистическая обработка данных определений абсолютных возрастов магматических образований, а также результаты непрерывного сейсмического профилирования (НСП), которые были получены в 1994 г. сотрудниками Геологического Института РАН в западной части Ангольской котловины в 18 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. В результате делается вывод о том, что Ангольская котловина выколота из Африканской плиты, что и обеспечивает ее большую подвижность. Возможно, что при расширении Атлантического океана могли быть созданы условия для вращения Ангольская микроплиты против часовой стрелки, которые и обеспечили формирование рассмотренных разломов.

Ангольская котловина (рис. 1) располагается в юго-восточной части Атлантического океана между 4 и 20 ю.ш. В ее наиболее погруженной части находится абиссальная равнина с глубинами превышающими 5500–5700 м. Здесь мощности осадочного чехла достигают 100–500 м [Нарышкин, Погребицкий, 1986; Удинцев, 1986]. Ангольская котловина и ее обрамление исследовались в многочисленных отечественных и иностранных экспедициях на таких судах как “Иван Киреев”, “Яков Смирницкий”, “Комсомолец Карелии”, “Академик Курчатов”, “Вима”, “Конрад”, “Атлантис-II”, “Чейн”, “Жан Шарко” и др. Одним из наиболее масштабных проектов были работы на Анголо-Бразильском геотраверзе (7°30′ – 17°30′ ю.ш.), которые были начаты в 1979 году ПГО “Севморгеология” и ПО “Южморгеология” в тесном сотрудничестве с Институтом Физики Земли АН СССР [Мирчинк и др., 1988; Погребицкий и др., 1990]. В результате, разными методами (КМПВ, ГСЗ, МОВ ОГТ, магнитометрия, измерение теплового потока, гравиметрия) [Бусырев и др., 1986; Глебовский и др., 1986; Зверев и др., 1986; Подгорных, 1986; Чинакаев, 1986] был получен большой объем геофизических данных. Помимо этого была накоплена обширная информация по батиметрии

[Анголо-Бразильский..., 1989; International..., 1989–1990] и проведено геологическое опробование (драги, трубки) этой части Атлантического океана. В 40 и 75 рейсах, по программе DSDP, в разных частях Китового хребта и его обрамления было пробурено 13 скважин. На ряде подводных гор были погружения ПОА “Ихтиандр” [Федоров и др., 1989]. Прилегающие части Западной Африки с разной степенью детальности были изучены сейсмическими методами и бурением в связи с промышленной нефтегазоносностью в Кванза-Камерунском бассейне. Однако эти данные практически не опубликованы. Существенным дополнением стали недавно проведенные сейсмические исследования при подготовке 173 рейса бурового судна Джойдес Резолюшен, которые выставлены в Internet.

В ряде работ встречаются сведения о разломной тектонике в разных частях рассматриваемого региона. Так, по данным магнитометрии [Осипов, 1986], в восточной части Ангольской котловины была выделена зона отрицательных аномалий интенсивностью 300–350 гамм, которая имеет простирание 320–325°. Она интерпретируется как крупный разлом, насыщенный магнитными образованиями, глубинность которых, по расчетным данным, изменяется от 3 до 5 км от поверхности дна. Ряд тектонических нарушений субширотного и северо-восточного направлений было выделено и в пределах континентального подножья. Крупное тектоническое нарушение предполагалось по разным данным [Дьяконов и др., 1982; Литвин, Руденко, 1973] в рай-

©1998 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE98014.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1998.
URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE98014/RJE98014.htm>

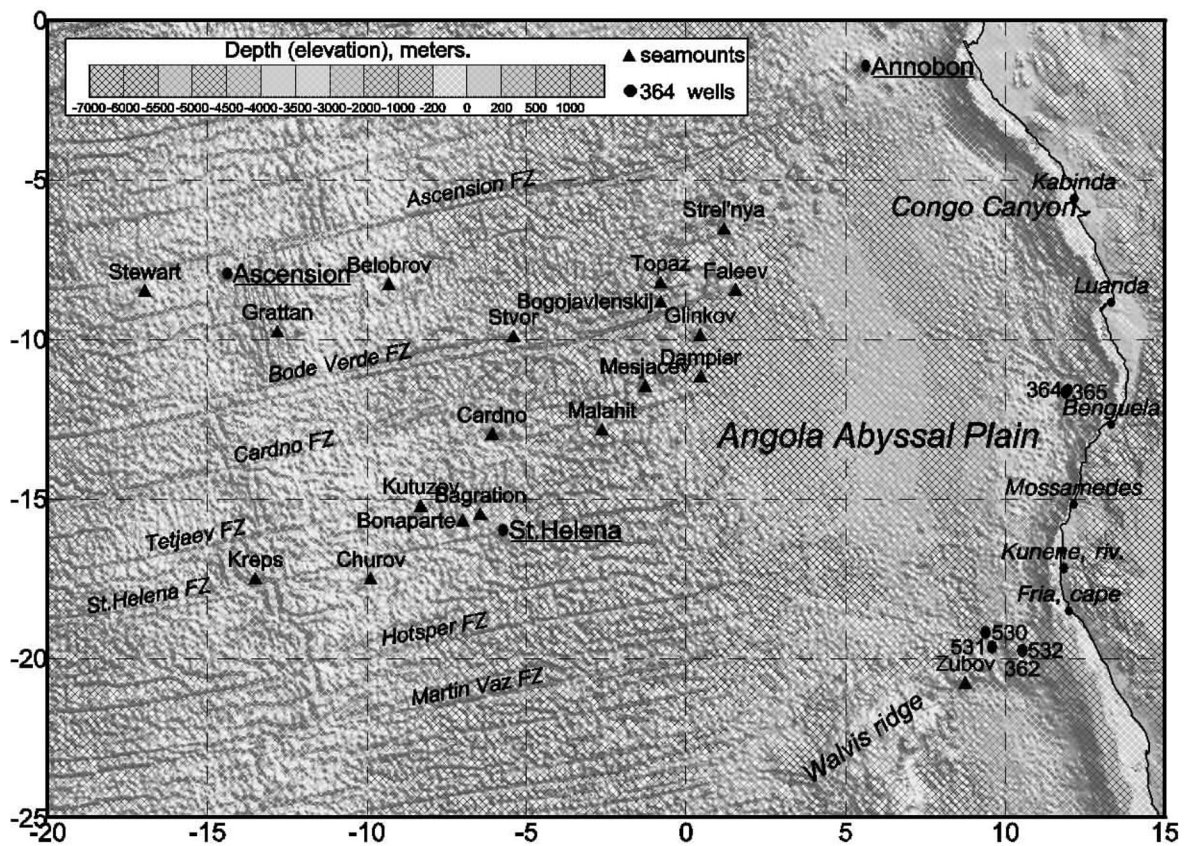


Рис. 1. Физико-географическая карта Ангольской котловины и прилегающих районов, построенная по данным (Predicted topography) на 2 минутной сетке [Smith and Sandwell, 1997a].

оне устья реки Конго, где проходит граница нефтегазоносных бассейнов Кабинда и Конго. Недавно [Никифоров, Николаев, 1994] было показано, что разлом имеет ряд оперяющих разрывов, по которым заложены мелкие каньоны. Ряд разрывных нарушений было выявлено на западе Ангольской котловины различными сейсмическими методами [International..., 1989–1990]. С разломной тектоникой многие авторы связывают возникновение Китового хребта и структур Камерунской линии. Помимо указанных нарушений, в пределах Анголо-Бразильского геотраверза были выделены пологие тектонические нарушения, сформированные под действием сжатия, которое привело к расслоенности литосферы [Разницин, Филипенко, 1997; Чинакаев, 1986]. Таким образом, из литературных источников Ангольская котловина представляется сильно деформированной частью Африканской плиты. Вместе с тем, общий характер структурного рисунка региона остается не ясным и требует привлечения таких данных как

спутниковая альтиметрия [Sandwell and Smith, 1997], распределение эпицентров землетрясений, анализа гравитационных аномалий Буге, мощностей осадочного чехла, изостатических аномалий, а также обобщения данных о магматизме региона. Целью настоящей работы является выявление основных закономерностей тектонического строения Ангольской котловины и, в первую очередь, определение основных систем разрывных нарушений и их взаимоотношения между собой. В основу работы положено большое количество литературного материала, информация, доступная по сети Internet, расчеты гравитационных аномалий (Буге, изостазия), статистическая обработка данных определений абсолютных возрастов магматических образований а также результаты непрерывного сейсмического профилирования (НСП), которые были получены в 1994 г. сотрудниками Геологического Института РАН в западной части Ангольской котловины в 18 рейсе НИС "Академик Николай Страхов".

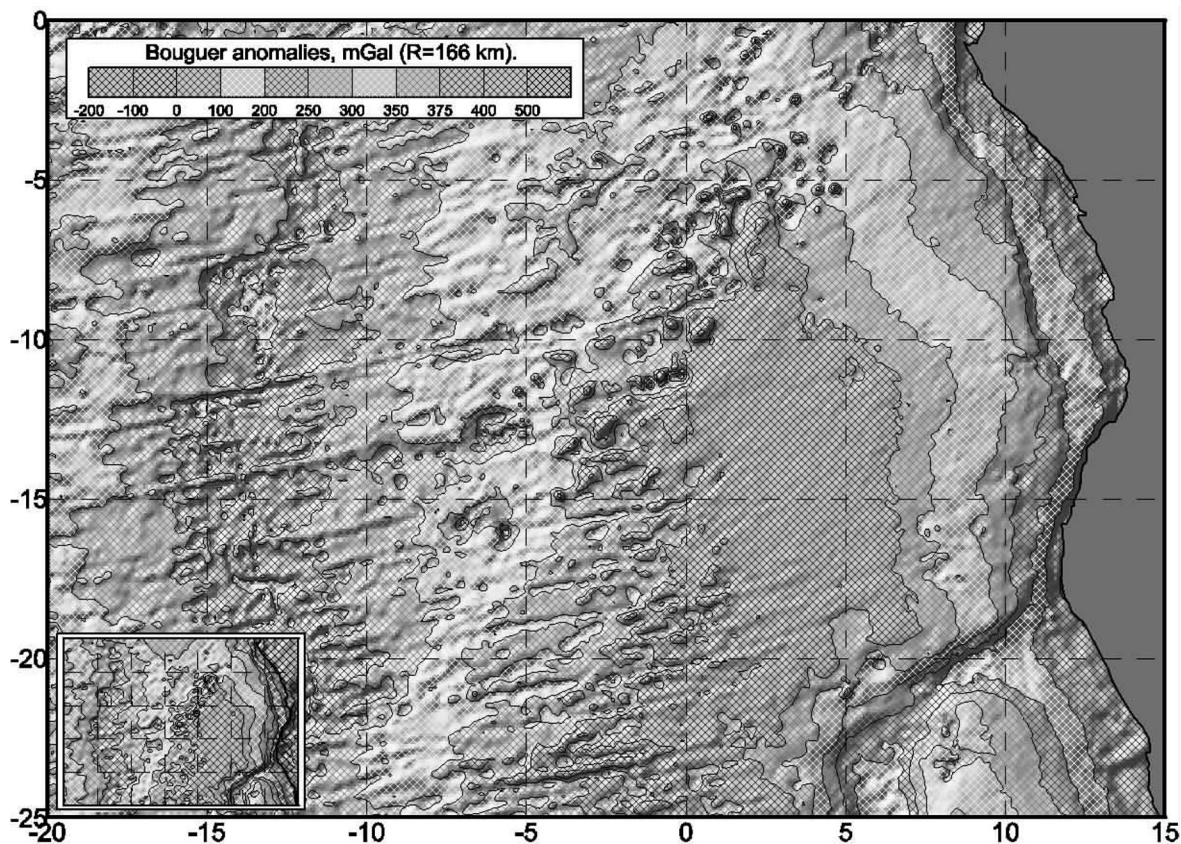


Рис. 2. Аномалии Буге, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии [Sandwell and Smith, 1997] и батиметрии ЕТОРО5 на 5 минутной сетке при средней плотности коры 2.75 г/см^3 и радиусе учета эффекта рельефа 166 км. На врезке представлены аналогичные расчеты для объединенных наземно-морских данных с меньшей детальностью.

Ангольская котловина: гравитационные аномалии Буге, изостазия и осадочный чехол

Использование данных спутниковой альтиметрии [Sandwell and Smith, 1997], имеющих практически равномерное двухминутное покрытие всего пространства океана, создает уникальную возможность для сравнительного анализа структурного рисунка районов океанских котловин и их обрамления. Цифровая форма этих данных позволяет осуществить расчет основных гравитационных аномалий (Буге и изостазия) на сетке с детальностью от 2 до 5 морских миль в зависимости от детальности данных по рельефу. Нами была использована информация о рельефе 5-минутной цифровой модели ЕТОРО5 и по альтиметрии, пересчитанные на сетку той же детальности. Значения аномалии силы тяжести в свободном воздухе, полученные по данным альтиметрии, являются достаточно гладкой функцией и

достоверно описывают объекты с характерным размером не менее 20 километров. Частотные компоненты поля, соответствующие более мелким объектам, практически отсутствуют. Существенный вклад в конфигурацию аномалии в свободном воздухе вносит рельеф, поэтому матрица значений глубин дна, несмотря на совпадение параметров пространственной детальности с матрицей силы тяжести, должна быть отфильтрована от соответствующих высокочастотных компонент, которых нет в значениях силы тяжести. В противном случае расчеты аномалий приводят к появлению артефактов. Расчет аномалий Буге (рис. 2) показал что наилучшая компенсация эффектов рельефа происходит при значении средней плотности коры океана 2.75 г/см^3 . Для расчета изостатических аномалий (рис. 3) была выбрана компенсационная модель Эри с параметрами, которые считают [Артемьев и др., 1987] оптимальными для Атлантического океана – перепад плотностей кора – верхняя мантия 0.4 г/см^3 , глубина компенсации 33 км. Эффект влияния ре-

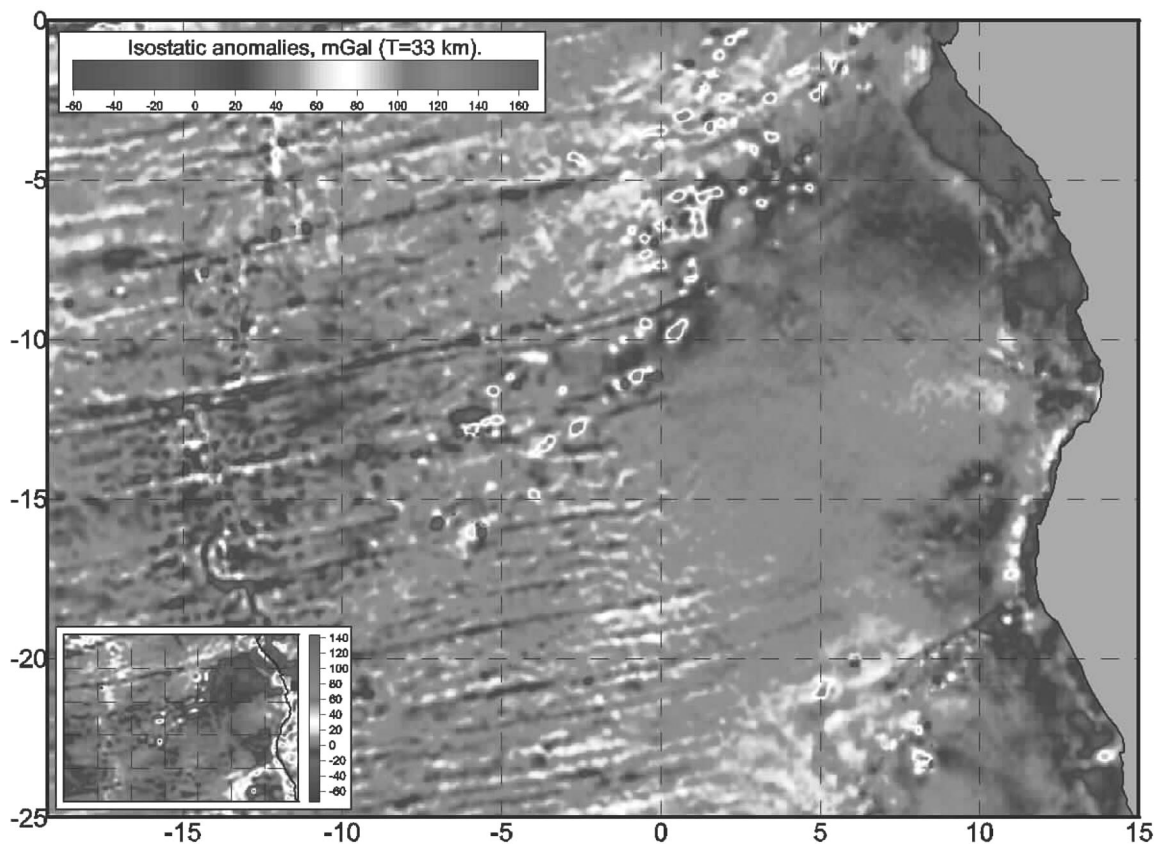


Рис. 3. Изостатические аномалии, рассчитанные по модели Эри при глубине компенсации 33 км и разнице плотностей кора-мантия 0.4 г/см^3 . На врезке представлены аналогичные расчеты для объединенных наземно-морских данных с меньшей детальностью.

льефа вычислялся при $R = 166 \text{ км}$. Следует отметить общий положительный фон (около 40 мГал) изостатической аномалии, получающейся при расчетах с выбранными параметрами, который, тем не менее, не мешает анализу локальной тектонической обстановки.

Аномалии Буге (рис. 2), полученные на 5-ти минутной сетке, наследуют общие черты аномалий градусной сетки [International..., 1989–1990]. Наблюдается меридианально ориентированный минимум, связанный с Срединно-Атлантическим хребтом; обширный максимум в области котловины, в особенности ее восточной части; понижение значений поля к континентальным окраинам. С Камерунской линией совпадает минимум, который пересекает весь регион с северо-востока на юго-запад.

Вместе с тем, на 5-минутной матрице (144 значения на градусную площадку по сравнению с одним) начинают проявляться особенности, не проявленные на градусном представлении. Например, некоторые трансформные разломы (Вознесения), хорошо выраженные в свободном воздухе, “исчезают”

в аномальном поле, а другие (Бодэ-Верде, Кардно) “сохраняются”. Последних существенно меньше чем первых. Возможно, что большинству трансформных разломов не соответствуют сильные глубинные аномалии плотности. Проверка этого предположения может быть осуществлена только специально проведенным плотностным моделированием, которое выходит за рамки данной работы. Разломные структуры, сохранившие свою выраженность в аномалии Буге, при пересечении минимума, связанного с Камерунской линией, изменяют простирание с субширотного на северо-восточное. Сходная ситуация отмечается и для разлома Страхова в районе возвышенности Сьерра-Леоне. Подобные соотношения свидетельствуют о существовании в Атлантическом океане наложения одних структур на другие или, иными словами, о сложных эволюционных процессах внутри океанических плит.

Особенностью поля аномалии Буге в области континентальной окраины является его сегментация и корреляция с сегментацией континентальных бассейнов. Здесь отмечаются резкие смены прости-

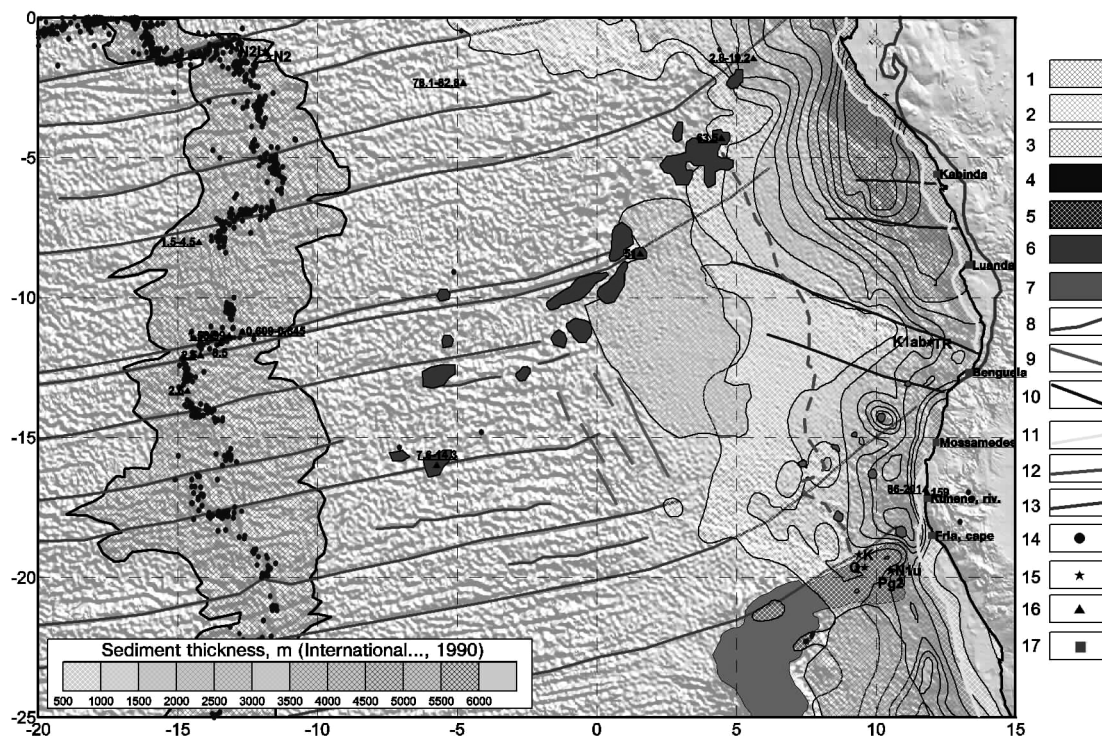


Рис. 4. Тектоническая схема Ангольской котловины. Рельеф – Predicted topography на 2 минутной сетке [Smith and Sandwell, 1997a].
 1 – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта; 2–3 – наиболее погруженные части котловин: 2 – Ангольской, 3 – Капской; 4–5 – Китовый хребет с мощностями осадочного чехла: 4 – менее 500 м, 5 – более 500 м; 6–7 – подводные горы и вулканические сооружения: 6 – Камерунской линии, 7 – юго-восточной части Ангольской котловины; 8–10 – разломы: 8 – трансформные, 9 – северо-западного простирания, 10 – западного обрамления Ангольской котловины; 11 – край шельфа; 12 – основание континентального подножья; 13 – граница осадочных бассейнов на континенте; 14 – эпицентры землетрясений; 15 – скважины глубоководного бурения и возраст на забое (Q – четвертичный, TR – третичный, N21 – раннеплиоценовый, N1 – миоценовый, Pg2 – эоценовый, Pg1 – палеоценовый, К – меловой, Klab – альбский) [Deerp..., Ocean...]; 16 – точки с определениями абсолютного возраста с указанием минимальных и максимальных значений; 17 – географические объекты.

раний изоаномал поля, которые формируют линии запад-северо-западного простирания, показанные на рис. 4. Особо следует отметить совпадение этой ориентации с простиранием магнитных аномалий [Осипов, 1986], упомянутых выше. Китовый хребет в аномальном поле Буге хорошо выражен и имеет сходные характеристики с полем континентальной окраины. Его северная граница совпадает с пассивной частью трансформного разлома. Отмеченные выше особенности аномалии Буге потребуют в будущем детального изучения путем комбинирования прямой и обратной гравиметрических задач.

Изостатические аномалии (рис. 3), также имеют несколько общерегиональных особенностей. В целом район имеет общий положительный фон. В области

срединного хребта поле сильно дифференцировано и отличается чередованием максимумов, связанных либо с гребневой частью Срединно-Атлантического хребта либо с поперечными поднятиями разломов, и минимумов. Камерунская линия и Китовый хребет представлены слабым аномальным увеличением поля, ориентированным с северо-востока на юго-запад, местами осложненным интенсивными локальными аномалиями, связанными с вулканическими постройками (подводные горы, острова). Ангольская котловина имеет равномерное поле на уровне фона и только в северо-западной части, совпадающей с аномально ориентированным магнитным полем, появляется чередование полос минимумом и максимумов, сегментированных с севера на юг в

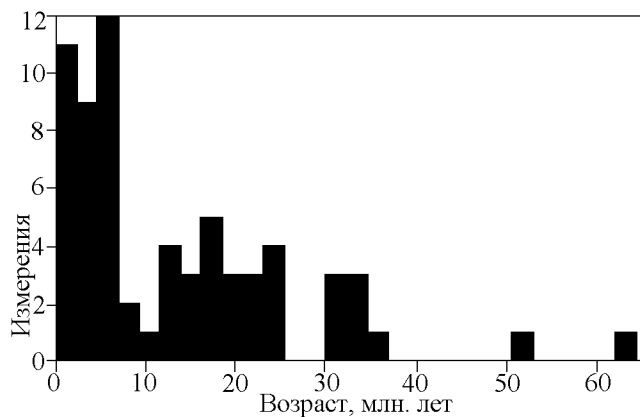


Рис. 5. Гистограмма распределения данных (70 анализов) абсолютного возраста в пределах Камерунской линии.

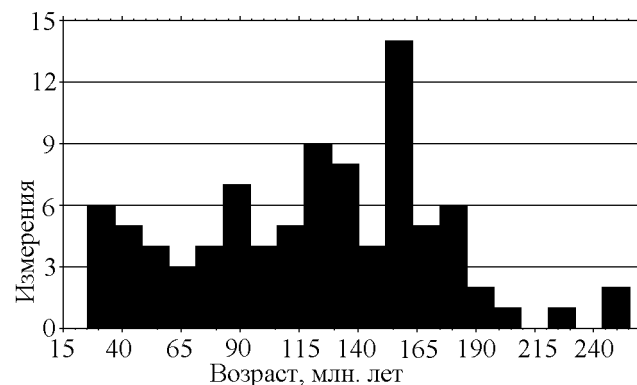


Рис. 6. Гистограмма распределения данных (90 анализов) абсолютного возраста в пределах центральной части Западной Африки.

корреляционном соответствии с прилегающими континентальными структурами. Существенный минимум изостатической аномалии в северо-восточной части котловины (рис. 4) совпадает с максимальной мощностью осадочного чехла (около 6000 м), что объясняет наблюдаемый недостаток масс. При этом, указанная мощность осадков не формирует в рельефе дна соразмерных аномалий (см. рис. 1). Континентальная окраина к югу от отмеченного минимума также обрамлена характерным чередованием минимумов и максимумов, имеющих меньший разброс относительно фона и удивительно точно коррелирующих с накопленными в пределах континентальной окраины мощностями осадков (рис. 4).

Приведенные факты свидетельствуют о том, что фундамент отреагировал на нагрузку, возникшую при накоплении многокилометровой толщи осадков. В результате была образован прогиб, что привело этот участок земной коры к выходу из состояния изостатического равновесия в отличие от прилегающих частей Ангольской котловины. Реакция фундамента сильно варьирует в зависимости от процессов осадконакопления, что хорошо видно при рассмотрении структуры изостатической аномалии вдоль континентальной окраины (рис. 3) и распределения мощностей осадочного чехла (рис. 4-7). Взаимодействие фундамента и осадочной толщи носит двусторонний характер. С одной стороны, "импульс", который сформировался при образовании мощной толщи осадков, повлиял на локальное изостатическое поведение фундамента. С другой стороны, в структуре гравитационных аномалий прослеживаются линияменты, имеющие, по-видимому, глубинную тектоническую природу, поскольку они лучше проявлены в гравитационных редукциях чем в рельефе. Эти нарушения, выделенные на тектониче-

ских схемах (рис. 4-7), контролируют структуру восточной части котловины и прилегающей части континента, а также сегментируют осадочные континентальные бассейны. Они же контролируют накопление выносимого с суши материала в пределах континентальной окраины.

Анализ распространения осадочного чехла [International..., 1989-1990] показал, что на юго-востоке Ангольской котловины расположены существенные локальные аномалии мощности (рис. 4). Здесь же развиты гравитационные аномалии, характерные для подводных гор, что позволяет сделать предположение о существовании здесь центров магматической активности. Одной из аномалий северо-восточнее Моссамедиш [Анголо-Бразильский..., 1989] соответствует положительная форма рельефа. Информации [Cahen et al., 1989] о возрасте магматических пород в пределах прилегающей части Анголы делает правдоподобным вывод о формировании здесь ряда вулканических центров в конце мела - палеоцене. Вместе с тем, подводная гора может свидетельствовать и о более молодом возрасте части этих образований. Территориальное совпадение центров магматизма и депоцентров погружений может быть объяснено двумя моделями. Во-первых можно предположить, что формирование магматических камер привело к проседанию поверхностных частей коры, вслед за которым произошло формирование вулканической постройки. Вторая модель может исходить из предположения, что просадка была после магматической фазы. Определение наиболее непротиворечивого объяснения может быть получено после изучения соотношений осадочного чехла с вулканической постройкой. К сожалению авторы не располагают сейсмическими материалами по юго-восточной части Ангольской котловины.

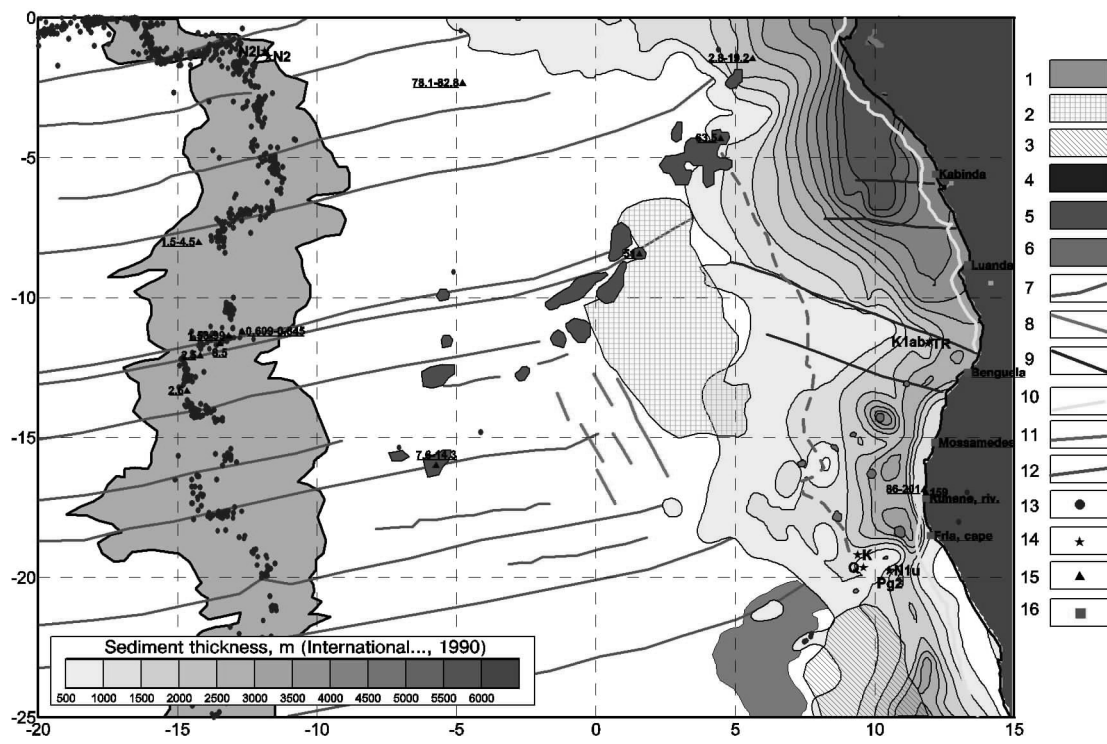


Рис. 7. Тектоническая схема Ангольской котловины (без рельефа). Условные обозначения см. рис. 4.

Краткий очерк тектоники Ангольской котловины и прилегающих частей Атлантического океана

Северным ограничением Ангольской котловины служит цепь вулканических поднятий северо-восточного простирания, известная в литературе как Камерунская линия. Она состоит (рис. 1) из подводных гор, вулканических островов о. Св. Елены, Аннобон, Бийого (Macias Nguema Biyogo), Принсипи, Сан-Томе и наземных построек, которые протягиваются от побережья океана до плато Адамана в пределах западного Камеруна. Севернее, в Гвинейском заливе, развиты многочисленные подводные горы – т.н. горы Гвинейского залива.

Остров Аннобон представляет собой эродированную поверхность стратовулкана с высотой над дном океана порядка 5000 м, который был заложен на океанической коре [Cornen and Maury, 1980; Liotard et al., 1982; Piper and Richardson, 1972]. Его видимое основание слагается палагонитовыми брекчиями, которые содержат фенокристы и мегакристы клинопироксена и оливина. Они прорваны субвертикальными дайками анкармитовых базанитов. С эрозионным несогласием нижний комплекс перекрывается потоками базанитовых потоков, нижний из ко-

торых имеет возраст 18.4 млн. лет. В свою очередь, они также прорваны дайками с возрастом 5.35 млн. лет. На последних стадиях происходило формирование тристанитовых и трахитовых куполов, наиболее крупный из которых – Пик де Фуегу (Pico de Fuego).

Основание острова Принсипи [Dunlop and Fitton, 1989; Fitton and Hughes, 1977; Piper and Richardson, 1972] слагается палагонитовыми брекчиями сформированными в подводных условиях 30.6 ± 2.1 млн. лет назад, содержащими блоки свежих толеитовых базальтов. Наиболее древние субаэральные образования (Серия древних лав) представлены потоками базальтов и гавайитов, прорванных многочисленными дайками сходного состава. На севере острова они перекрыты лавами нефелинитов и базанитов (Серия молодых лав). Все образования прорваны куполами фonoлитов и тристанитов – трахифонолитов с которыми связаны потоки лав соответствующего состава в центре и на юге острова (Пик де Принсипи – Pico de Principi).

Остров Бийого [Piper and Richardson, 1972] представляет собой три современных вулканических постройки – Санта Изабель (Pico de S. Isobel), Биао (Pico Biao) и Сан Карлос (San Carlos). Первая имеет простирание СВ 40° и располагается на шельфе. Здесь известны современные потоки и многочислен-

ные туфовые конусы, маркирующие трещины. Последнее извержение происходило в 1898 году на юго-западе постройки. Южные постройки располагаются в пределах континентального склона и слагают субширотную часть острова. В целом остров слагается щелочными оливиновыми базальтами – пикритами, океанитами и анкарамитами.

В континентальной части Камерунской линии располагается система вулканических горстов [Deruelle et al., 1987], которая отделена от о. Бийого грабенном с мощностью осадочного чехла более чем 3000 м. Наиболее известной вулканической системой является вулкан Камерун (50 × 25 км), расположенный на докембрийском фундаменте, перекрытом меловыми и четвертичными отложениями. Его формирование началось в позднем миоцене и продолжается до настоящего времени (известно 6 исторических и 10 извержений за последние 100 лет). Горст ограничен осадочными впадинами с общей мощностью осадков до 7000 м. Постройка слагается пикритами, щелочными базальтами, гавайитами и муджиеритами.

В Камерунскую линию входят [O'Connor and le Roex, 1992] также подводные горы (рис. 1) Месяцева, Дампиер, Малахит, Глинкова, Богоявленского, Фалева, Топаз и десятки безименных. На юго-западе Камерунской линии располагается остров Св. Елены и крупные горы Бонапарта, Кутузова, Багратиона и др.

Формирование вулканических сооружений происходило в разных частях “линии” от 63.5 до 0.065 млн. лет (от раннего палеоцена до голоцена), при этом можно полагать, что усиление магматической активности происходило в среднем миоцене (10–20 млн. лет) и в плиоцен-четвертичное время (0–4 млн. лет) (рис. 5). Статистика проведена на основании 76 анализов, которые приведены в табл. 1. На Камерунской линии вдоль ее простирания прогрессивное изменение возраста отсутствует – т. е. она не представляет собой след горячей точки [Djomani et al., 1997].

Южным обрамлением котловины служит Китовый хребет, который имеет северо-восточное простирание и протягивается на 3000 км от района о. Тристан да Кунья почти до шельфа Западной Африки [International..., 1989–1990].

Китовый хребет имеет сложное строение и состоит из системы разнориентированных, кулисно расположенных блоков, которые осложнены вулканическими сооружениями [Аганова, 1986]. Он неравномерно покрыт осадочным чехлом, мощность которого изменяется от 4–4.5 км до практически полного исчезновения [Захаров и др., 1986]. В районе скв. DSDP 530 осадочный комплекс разделен горизонтом А на преимущественно верхнемеловую с незначительным развитием альбских и плиоценовых

образований и терригенно-карбонатную кайнозойскую толщу [Корсаков и др., 1986]. Магматические породы, поднятые с Китового хребта чаще всего относятся к щелочным и железистым базальтам [Куренцова, 1986].

Обычно это сооружение относят к классу асейсмичных поднятий. Однако анализ положения эпицентров землетрясений в этом регионе показывает, что с 1965 по 1997 гг. в квадрате с координатами 40–19° ю.ш., 10° з.д.–15° в.д. произошло 9 событий с магнитудами от 4.3 до 5.3. Основная часть имеет глубины порядка 10 км. Единственное землетрясение с глубиной очага в 33 км располагается в пределах Китового хребта. Из перечисленных, три события зафиксировано в районе нижнего течения реки Кунене – мыса Фриа.

Западная граница Ангольской котловины определяется с определенной долей условности. Здесь, на удаленных флангах Срединно-Атлантического хребта располагается область развития абиссальных холмов [Литвин, Руденко, 1973] с относительными высотами 300–500 м. Между 14–22° ю.ш., по данным спутниковой альтиметрии, здесь можно выделить также порядка 12–14 субширотных гравитационных аномалий, которым в рельефе соответствуют трюги, в разной степени, заполненными осадочным материалом. Они являются восточными частями трансформных разломов. Глубины в трюгах могут достигать 5600–5700 м [Литвин, Руденко, 1973]. Непосредственно к котловине выходят разломы Кардно, Тетяева и Св. Елены. В районе 0–4° в.д. они резко изменяют свои простирания на северо-восточные. Такой излом простираний структур по мнению авторов обусловлен серией разломных структур север-северо-западного простирания. Такое предположение подтверждается профилем, составленному по данным ГСЗ-КМПВ и МОВ ОГТ [International..., 1989–1990]. В указанном районе отмечается погружение кровли слоя со скоростями 5.5–6 км/с и всех более глубинных, включая границу М (7.5–8 км/с). Здесь же зафиксированы и максимальные значения теплового потока – до 433 мВт/м². В рельефе зонам разломов соответствуют поднятия различной формы и размеров [Бочарова и др., 1987]. Возможно, что разломы имеют сдвиговую составляющую.

Западнее располагается Срединно-Атлантический хребет, который сегментирован трансформными разломами [Kane and Hayes, 1992 и др.]. Между 8 и 22° ю.ш., с севера на юг, наиболее крупными из них являются: Вознесения, Боде Верде, Кардно, Тетяева, Св. Елены, Хотспер и Мартин Вас. Отметим, что два последних входят в сложно построенную зону, в строении которой также участвуют несколько желобов не имеющих непосредственного выхода к оси спрединга.

Таблица 1. Абсолютные возраста вулканических пород Камерунской линии

Положение	Порода	Метод	Возраст	Ошибка	Ссылка
о. Аннобон	трахит	K/Ar	2,4		6
о. Аннобон	трахит	K/Ar	2,8		6
о. Аннобон	трахит	K/Ar	3,9	0,2	1
о. Аннобон	трахит	K/Ar	5,35	0,25	1
о. Аннобон	трахит	K/Ar	17,5		6
о. Аннобон	трахит	K/Ar	19,2		6
Бамбуту	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	13,84	0,38	3
Бамбуту	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	14,33	0,31	3
Бамбуту	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	15,26	0,4	3
Бамбуту	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	16,4	0,38	3
Бамбуту	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	18,31	0,38	3
Бамбуту	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	18,71	0,38	3
Бамбуту	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	22	1,24	3
Бамбуту	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	23,44	1,58	3
плато Биу	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,84	0,09	3
плато Биу	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	5,2	0,33	3
плато Биу	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	5,35	0,32	3
Мандара	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	11,15	0,22	3
Мандара	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	12,49	0,25	3
Этинду	нефелинит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,065	0,1	3
Этинду	нефелинит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,082	0,3	3
гора Фалеева	слабо измененный трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	51	0,9	5
Мандара	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,4	0,04	3
Мандара	трахибазальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,48	0,29	3
Мандара	трахибазальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,71	0,42	3
Мандара	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,94	0,06	3
Мандара	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	30,06	0,69	3
Мандара	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	30,75	0,69	3
Мандара	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	32,46	1,33	3
Мандара	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	33,95	1,33	3
Мандара	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	34	2,27	3
Мандара	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	36,62	2,51	3
Оку	гавайит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	17,21	0,4	3
Оку	гавайит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,39	17,71	3
Оку	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,44	22,13	3
Оку	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,45	22,33	3
Оку	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,5	23,05	3
Оку	риолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,49	23,32	3
о. Принципи	базанит	K/Ar	0,15	3,51	2
о. Принципи	гавайит	K/Ar	0,15	4,89	2
о. Принципи	phonolite	K/Ar	0,17	5,32	2
о. Принципи	phonolite	K/Ar	0,19	5,48	2
о. Принципи	нефелинит	K/Ar	0,32	5,6	2
о. Принципи	базанит	Rb/Sr изохронный	0,3	5,9	2
о. Принципи	фонолит	Rb/Sr изохронный	0,3	5,9	2
о. Принципи	трахифонолит	K/Ar	0,68	6,93	2
о. Принципи	гавайит	K/Ar	0,5	19,1	2
о. Принципи	базальт	K/Ar	0,7	23,6	2
о. Принципи	toleite	K/Ar	2,1	30,6	2

Таблица 1. Окончание

Положение	Порода	Метод	Возраст	Ошибка	Ссылка
о. Сан Томе		K/Ar		0,35	6
о. Сан Томе	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,06	0,51	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,07	1,29	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,08	1,35	3
о. Сан Томе	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,1	2,39	3
о. Сан Томе	базанит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,09	2,66	3
о. Сан Томе	фонолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,08	3,22	3
о. Сан Томе	фонолит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,09	3,3	3
о. Сан Томе		K/Ar		4	1
о. Сан Томе	гаванит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,15	6,37	3
о. Сан Томе	гаванит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,2	6,42	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,16	7,56	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,16	7,64	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,47	12,88	3
о. Сан Томе	трахит	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	0,45	13,25	3
о. Сан Томе	трахит	K/Ar	0,8	15,7	4
подводная гора	базальт	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1,2	63,5	5
о. Св.Елены	поток базальтов и пирокластики	K/Ar	1	14,3	7
о. Св.Елены	поток базальтов и пирокластики	K/Ar	1	11,4	7
о. Св.Елены	базальт и анкарамит	K/Ar	1	11	7
о. Св.Елены	базальт и анкарамит	K/Ar	0,8	10,9	7
о. Св.Елены	трахиандезит	K/Ar	0,8	10,1	7
о. Св.Елены	базальт, трахиандезит	K/Ar	1	9,2	7
о. Св.Елены	трахиандезит	K/Ar	0,4	8,5	7
о. Св.Елены	трахит	K/Ar	1	8,4	7
о. Св.Елены	фонолит, трахит (дайка)	K/Ar	0,5	7,6	7
о. Тиноза Гранде	срдне измененная порода	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1,4	3,4	5

Ссылки. 1. Cornen G., Maury R. C., Petrology of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea, *Mar. geology*, 36, (3/4), 253–268, 1980. 2. Dunlop H. M., and Fitton J. G., A K-Ar and Sr-Isotopic study of the volcanic rocks of the Island of Principe, West Africa – evidence for mantle heterogeneity beneath the Gulf of Guinea, *Contrib. Miner. Petrol.*, 101, (1), 12–18, 1989. 3. Fitton J. G., and Dunlop H. M., The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt, *Earth. Planet. Sci. Letters*, 72, (1), 23–38, 1985. 4. Grunau H. K., Leherer P., Cleintuar M. R., Allenbach P., and Bakker G., New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), Sao Tome (Gulf of Guinea), *Progress in geodynamics, Royal Netherlands Acad. Arts. Sci.*, pp. 90–118, 1975. 5. O'Connor J. M., and le Roex A. P., South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 113, (3), 343–364, 1992. 6. Piper J. D. A., and Richardson A., The Paleomagnetism of the Gulf of Guinea volcanic province, West Africa, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 29, (2), 147–171, 1972. 7. Трухалев А. И., Шихорина К. М., Магматические образования восточной части Анголо-Бразильского геотраверса, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, С. 121–134, ПГО "Севморгеология", Ленинград, 1986.

С востока Ангольская котловина обрамляется континентальным подножием и склоном Африки [Удинцев, 1986]. Фундаментом периокеанической части бассейна вплоть до Ангольского эскарпа является опустившийся по серии сбросов докембрийский щит. В пределах Анголы и прилегающих районов установлено ряд областей с магматизмом [Cahen et al., 1984] в интервале времени от 261 до 31.1 млн. лет (от кунгурского века поздней перми до поздних этапов олигоцена) (90 анализов, табл. 2, рис. 6). На гистограмме можно отметить усиление магматических

событий в конце позднего олигоцена и в неоконглоценовое время.

Западнее эскарпа бассейн наложен на "вулканический" пояс, который представлен по поверхности второго океанического слоя цепочками вулканических гор высотой до 1,2–1,5 км. Отличительной особенностью региона является отсутствие предконтинентального прогиба. [Бочарова и др., 1987]. На глубинах 2–3 км аваншельф осложнен рядом ступеней, сформированных на неотектоническом этапе. [Бочарова и др., 1987]. В районе эскарпа интенсивно

проявлен соляной диапиризм [Корсаков и др., 1986].

Шельф Анголы [Геодекан и др., 1989] протягивается (рис. 4) более чем на 1000 км от Кабинды на севере до Мосамедеша на юге и включает крупные области мезозойского-кайнозойского прогиба [Геодекан и др., 1989; Жарков, Жаркова, 1987; Корсаков и др., 1986; Крылов, Горлов, 1983; Троцюк, 1992; Brognon and Verrier, 1966] – Кванза-Камерунский осадочный бассейн. Примерно 90% его площади располагается под водами океана, и лишь в отдельных местах (прибрежные впадины на территориях Камеруна, Габона, Заира, Конго и Анголы), он выходит на сушу [Геодекан, Забанбарк, 1985; Геодекан и др., 1988; Панаев, Митулов, 1993]. На севере бассейн ограничен Камерунской линией, на юге граница определяется выступом массива Бенгуэла на континенте, а в акватории – Китовым хребтом. Восточным обрамлением осадочных впадин служат выходы докембрийских кристаллических образований. Кванза-Камерунский осадочный бассейн разделен (с севера на юг) [Геодекан и др., 1988] на суббассейны Кабинда, Конго, Кванза и Мосамедеш. Они представляют собой систему впадин, выполненными осадочными отложениями мощностью до 5–8 км, разделенными на суше приподнятыми зонами кристаллического фундамента.

Для суббассейнов характерно [Дьяконов и др., 1982, 1983] наличие относительно стабильных платформ, сложенных органогенными карбонатными и карбонатно-терригенными формациями мела. Они разделены меридианальными грабенообразными впадинами, ограниченные конседиментационными разломами. Они заполнены мощными (до 4000 м и более) толщами третичных терригенных осадков и занимают около 30% общей площади Западно-Африканского шельфа.

Самая северная впадина – **Дуала** занимает прибрежную часть Камеруна. Ее осадочный чехол представлен мезозойско-кайнозойскими отложениями, моноклинально погружающимися к Атлантическому океану. Мощность отложений быстро возрастает от 2500–3000 м на суше до 5000–8000 м на шельфе. Для впадины характерны три крупных комплекса отложений, разделенных перерывами. Нижний комплекс сложен апт-сеноманской толщей континентальных песчаников с прослоями аргиллитов и мощной эвапоритовой серией аптского возраста. Мощность комплекса около 3 км. Средний комплекс представлен глинами, песчаниками, мергелями и известняками турон-позднеэоценового возраста с общей мощностью от 3500 до 4000 м. Верхний комплекс состоит из терригенных олигоцен-миоценовых пород мощностью 500–600 м. Мезозойско-кайнозойские отложения согласно перекрываются антропогеновыми образованиями.

Впадина Габон расположена в юго-западной части Гвинейского залива [Brink, 1974]. Здесь развит осадочный чехол с 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 т.н. “группа Кокобич” (“Cocobeach group”) или подсолевые отложения, с общей мощностью до 7000–9000 м. Она слагается аргиллитами с линзами песчаников или их переслаиванием. Приведенные [Brink, 1974] карты изопахит разных частей разреза впадины свидетельствуют, что с момента формирования группы и вплоть до верхов эоцена активную роль играла зона северо-восточного простирания. В этот район, по данным спутниковой альтиметрии [Sandwell and Smith, 1995], трассируется восточная пассивная часть разлома Боде-Верде (рис. 4). 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 нами этого предположения показала, что гравиметрические аномалии [Sandwell and Smith, 1995] разломной зоны Вознесения протягиваются именно в указанные районы Западной Африки.

Вдоль побережья Габона протягивается **прогиб Огове**. В осадочном чехле прогиба участвуют отложения от юры до постмиоцена включительно с мощностью 10,000–11,000 м. В разрезе отмечаются толщи соленосных отложений аптского возраста мощностью 150–200 м. В соляных диапирах их мощность может достигать 1 км. Подсолевые отложения слагаются континентальными песчано-глинистыми осадками юры – нижнего мела с мощностью до 3000 м. Надсолевые образования подразделяются на две серии: нижнюю и верхнюю. Нижняя, альб-эоценовая, представлена песчано-глинистыми породами мощностью 4000–5000 м. В северном направлении она увеличивается до 6000–6500 м. Верхняя серия, неоген-антропогенового возраста, представлена глинами и песчаниками с пачками карбонатных образований с общей мощностью 1500 м, сформированными в прибрежно-континентальных условиях. Впадина Огове разбита на горсты и грабены, ориентированными параллельно береговой линии. Наличие соленосной толщи апта определило формирование субмеридиональных валов, объединяющих локальные диапиры и соляные штоки.

Доминирующую роль в строении впадины **Кабинда** [Дьяконов и др., 1982] играет карбонатная меловая платформа, слагающая внешнюю зону шельфа и ограниченная с запада грабеном, прослеживающимся к югу через бассейны Конго и Кванза. В

Таблица 2. Мезозойские и кайнозойские абсолютные возрасты района Анголы

Возраст	Район	Структура	Порода
131	Ангола	карбонатитовый комплекс Монте Верде (Ангольская щелочная провинция)	роговообманковый карбонатит
109	Ангола	карбонатитовый комплекс Монте Верде (Ангольская щелочная провинция)	carbonatite
99	Ангола	карбонатитовый комплекс Монте Верде (Ангольская щелочная провинция)	ийолит
88	Ангола	карбонатитовый комплекс Монте Верде (Ангольская щелочная провинция)	нефелинитовый сиенит
130	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	ийолит
134	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	ийолит
137	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	пуласкит
138	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	нефелинитовый сиенит
116	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	нефелинитовый сиенит
89	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	
84	Ангола	карбонатитовый щелочной комплекс Чивара (Ангольская щелочная провинция)	
261	Ангола	нет данных	меламонцонит
256	Ангола	нет данных	минет
227	Ангола	нет данных	базальт
201	Ангола	нет данных	диабаз
190	Ангола	нет данных	metalatite
181	Ангола	нет данных	bostonite
172	Ангола	нет данных	базальт
148	Ангола	нет данных	диабаз
146	Ангола	нет данных	базальт
145	Ангола	нет данных	базальт
143	Ангола	нет данных	диабаз
138	Ангола	нет данных	долерит
137	Ангола	нет данных	трахидиабаз
133	Ангола	нет данных	диабаз
131	Ангола	нет данных	базальт
131	Ангола	нет данных	базальт
130	Ангола	нет данных	минетт
127	Ангола	нет данных	базальт
125	Ангола	нет данных	лузитавют
118	Ангола	нет данных	меламонцонит
117	Ангола	нет данных	базальт
115	Ангола	нет данных	базальт
114	Ангола	нет данных	базальт
108	Ангола	нет данных	базальт
107	Ангола	нет данных	лампрофир
98	Ангола	нет данных	лейкогаббро
98	Ангола	нет данных	базальт
94	Ангола	нет данных	тингуйт
89	Ангола	нет данных	сиенит

Таблица 2. Окончание

Возраст	Район	Структура	Порода
86	Ангола	нет данных	базальт
82	Ангола	нет данных	лейкомонцогаббро
77	Ангола	нет данных	базальт
73	Ангола	нет данных	лейкодиабаз
67	Ангола	нет данных	метабазальт
159	Ангола	молодые граниты (Ангольская щелочная провинция)	
66,6	Камерун	нет данных	гранит
38,2	Камерун	нет данных	гранит
56,5	Камерун	нет данных	сиенит
38,2	Камерун	нет данных	гранит
31,1	Камерун	нет данных	гранит
41	Камерун	нет данных	сиенит
56	Камерун	нет данных	гранит
49	Камерун	нет данных	гранит
36	Камерун	нет данных	гранит
63,5	Камерун	нет данных	гранит
63,5	Камерун	нет данных	гранит
43,2	Камерун	нет данных	гранит
45	Камерун	нет данных	сиенит
43,2	Камерун	нет данных	сиенит
35	Камерун	нет данных	гранит
46,3	Камерун	нет данных	гранит
202	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
187	Нигерия	нет данных	гранит
186	Нигерия	нет данных	сиенит
181	Нигерия	нет данных	сиенит
171	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
171	Нигерия	нет данных	гранит
171	Нигерия	нет данных	гранит
172	Нигерия	нет данных	альбитовый гранит
167	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
168	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
168	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
168	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
165	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
166	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
186	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
168	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
165	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
161	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
162	Нигерия	нет данных	рибекитовый гранит
162	Нигерия	нет данных	рибекитовый гранит
157	Нигерия	нет данных	сиенит
151	Нигерия	нет данных	биотитовый гранит
208	Нигерия	нет данных	амфиболовый гранит
166	Нигерия	нет данных	пегматит
141	Нигерия	нет данных	гранит
166	Нигерия	нет данных	фергусонит
154	Нигерия	нет данных	фергусонит
105	Нигерия, юг	нет данных	сиенит

References. Cahen L., Snelling N. J., Delhal J., and Vail J. R., The geochronology and evolution of Africa, 512 p., Clarendon Press, Oxford, 1984.

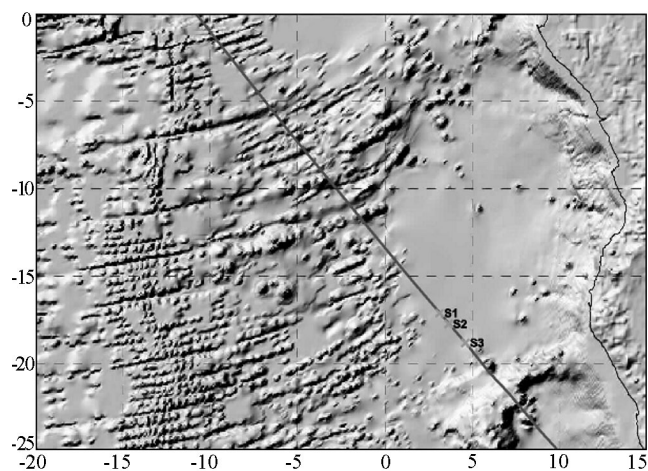


Рис. 8. Положение сейсмического профиля 18 рейса НИС “Академик Николай Страхов” (1994 г.) через западную часть Ангольской котловины и его фрагментов, приведенных на рис. 9, 10 и 11 (точки S1, S2, S3 соответственно).

строении платформы, имеющей ступенчато-блоковый характер, выделяется ряд погребенных антиклинальных зон (Малонго-Север, Малонго-Запад, Камбала, Такула Ндола и др.), совпадающих с выступами докембрийского фундамента.

Нижнеконголезский бассейн занимает прибрежные районы Конго, Кабинды (северная часть Анголы) и Заира [Геодекан, Забанбарк, 1985]. Осадочный чехол выполнен мезозойско-кайнозойскими породами мощностью от 4000 до 6000 м, которые подразделяются на три комплекса. Нижний, неоконгонеаптский, залегает на докембрийском фундаменте и сложен песчано-глинистыми континентальными породами с мощностью до 3000 м на севере, которая к югу уменьшается до 1 км. Средний комплекс сложен средне-позднеаптскими битуминозными глинами в нижней части, которые вверх по разрезу сменяются соленосными отложениями мощностью от 500 до 800 м. Верхний, надсолевой, комплекс сложен в нижней части известняками, а в верхней – песчано-глинистыми отложениями максимальной мощностью до 2–3 км в шельфовой части. Геологическое строение впадины определяется ступенчатым погружением фундамента в сторону океана. В шельфовой области характерно наличие соляных куполов, группирующихся в антиклинальные зоны. На континентальном склоне развиты соляные диапиры.

Впадина **Кванза** отделена от Нижнеконголезской Амбришским выступом фундамента. Она расположена [Геодекан, Забанбарк, 1985] на территории Анголы и прилегающей акватории Атлантического океана, протягиваясь более чем на 1000 км от Ка-

бинды на севере до Мосамедиш на юге. Низы разреза сложены пестроцветными неоконгонеаптскими песчаниками с прослоями аргиллитов и углей мощностью в несколько сот метров. Средняя толща представлена слоями раннеаптского возраста, мощностью до 1000 м. Местами выделен второй, альбский, эвапоритовый горизонт, который представлен солью, ангидритами и доломитами, мощностью 400–600 м. Надсолевой комплекс сложен в основном аргиллитами и алевролитами. В осадочном разрезе выделяются три толщи миоценового возраста с общей мощностью 4000–6000 м.

Самая южная впадина – **Мосамедиш** имеет площадь около 10,000 км². Она наименее изучена и расположена главным образом в пределах континентального склона, на долю шельфа приходится примерно 10% от его площади. Осадочный чехол впадины сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями, мощностью от 2000 до 3100 м. В поле изостатических аномалий этой части континентальной окраины соответствует избыток масс (рис. 3).

Таким образом, самый общий обзор строения континентальной окраины Западной Африки свидетельствуют, что пассивные части трансформных разломов оказывали влияние на распределение осадочного материала и контролировали общую структуру впадин.

Синтез

Анализ всех упомянутых материалов позволяет сделать ряд основных выводов относительно тектонической ситуации в районе Ангольской котловины (рис. 7). В самом общем виде здесь выделяется три крупных системы разломов – трансформные разломы, разломы северо-западного простирания и разломы западной части котловины. Помимо них существуют разломы, связанные с континентальной окраиной, которые нами не рассматриваются.

1. Осадочные бассейны континентальной окраины Западной Африки между Камерунской линией и Китовым хребтом имеют различное соотношение с пассивными частями трансформных разломов. В первом случае трансформные разломы (Мартин Вас и более южные) подходят под углом к береговой линии и к основным простираниям зон максимального осадконакопления. Во-втором (Хотспер и возможно Кардню) – соотношение близко к прямому углу. Отметим, что именно с этим районом связана область прогибаний с максимальными мощностями осадконакопления и хорошо развитый шельф. Здесь же открыты все крупные месторождения нефти и газа.

Косо ориентированный “подход” пассивных частей трансформных разломов мог оказывать суще-

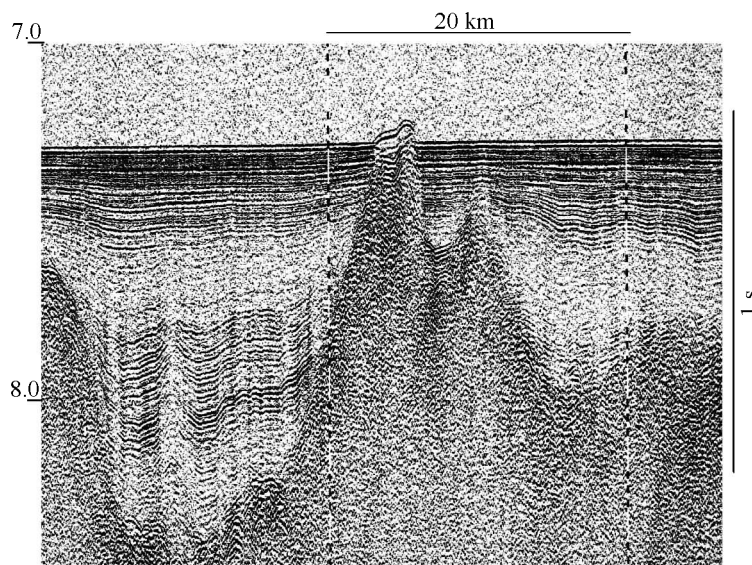


Рис. 9. Фрагмент S1 сейсмического профиля НСП.

ственное влияние на формирование структуры осадочного бассейна. В частности, в этой части осадочного бассейна (впадина Моссамедиш) шельф практически отсутствует и комплексы осадков моноклинально погружаются непосредственно от береговых хребтов. Здесь развиты вышеупомянутые центры максимального осадконакопления и центры магматической активности. При предположении о возможной активизации пассивных частей трансформных разломов эти процессы могли влиять на образование резервуаров и в кайнозое, что требует анализа сейсмических профилей северо-западной ориентировки. Принципиальная возможность активизации флангов трансформов была показана авторами ранее для разломов Архангельского, Долдрам и Вернадского [Мазарович, Соколов, 1997].

Дополнительная информация о тектонических процессах в пассивных частях трансформных разломов была получена в 18-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (начальник экспедиции – А. А. Пейве) при переходе от разлома Романш в Капскую котловину. Отрядом НСП (начальник – В. Н. Ефимов) Геологического института РАН был получен сейсмический профиль в западной части Ангольской котловины (рис. 8). Работы велись на скорости 11 узлов с суммарным объемом пневмоисточников 1 дм³ (глубина проникновения по осадкам до 1.5 сек) и сопровождалась цифровой регистрацией сейсмических и навигационных (GPS) данных, а также многолучевым эхолотированием (ECHOS-625).

Изучение части профиля в западной части Ангольской котловины показало, что осадочный чехол в

ряде мест прорывается телами, которые не только его деформируют, но в ряде мест создают положительные формы рельефа дна котловины (рис. 9). “Диapiру” соответствует гравитационная аномалия, характерная для подводных гор. В осадочной толще устанавливаются угловые несогласия и пликативные деформации. По всей видимости эта структура имеет магматогенное происхождение и ее формирование происходило в несколько этапов.

Иное происхождение имеет структура протыкания точке S2 (рис. 10). Судя по притыканию отражений к структуре, плоской вершине и вариациям мощности, свидетельствующим о росте структуры, можно предположить соляную природу диапира. Возраст отложений из которых идет рост диапира, по-видимому, позднемеловой. Эти данные согласуются с материалами по мощности и распространению разновозрастных осадочных толщ в Ангольской котловине [Панаев, Митюлов, 1993], где приводится карта мощности отложений между отражающими горизонтами A^* и β (отложения позднего мела-баррема). Мощность отложений этого возраста может достигать 100 м в этом районе, и литологически комплекс содержит пласты соли.

Фрагмент S3 (рис. 11) иллюстрирует зону перехода от ненарушенного осадочного чехла котловины к отрогам Китового хребта, где отложения деформированы. На данном разрезе выделяются два осадочных комплекса, залегающих на акустическом фундаменте. Первый, мощностью не более 50–100 м, соответствует породам, из которых растет “диapiр”, показанный на рисунке 10. Второй, более прозрачный, имеет на склоне заметно сокра-

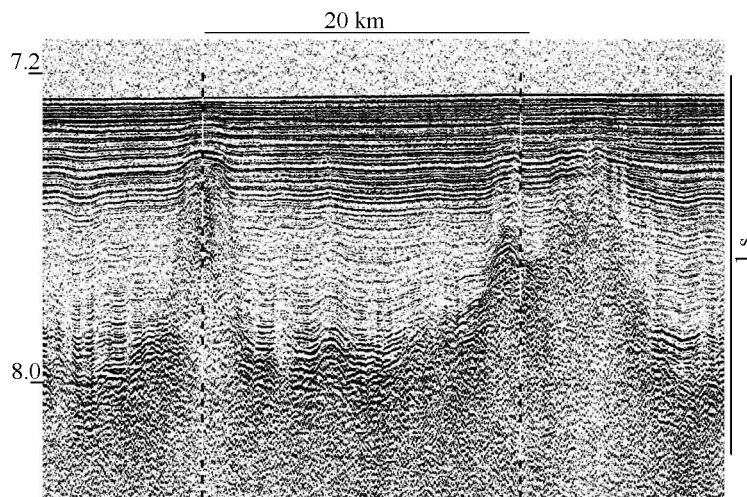


Рис. 10. Фрагмент S2 сейсмического профиля НСП.

тившуюся мощность по сравнению с ненарушенной частью котловины. Он также осложнен структурами, имеющими характерную для оползневого рельефа конфигурацию отражений. При этом характер деформаций обоих комплексов одинаковый, что говорит о современной фазе возникшей складчатости, затронувшей все осадочные комплексы. Эта складчатость, по-видимому, связана с надвиганием Китового хребта на Ангольскую котловину.

2. В пределах северо-восточной части Ангольской котловины и ее континентального обрамления хорошо устанавливается разными методами серия разломов северо-западного простирания. При этом отмечается разворот этих структур от запад-северо-западного (устье р. Конго) до северо-западного (между Бенгелой и Моссамедишом). В этом регионе разломы определенно контролируют осадконакопление. Выше отмечалось, что им соответствуют

интенсивные магнитные аномалии, что интерпретировалось как насыщенность магматическими породами. В устье Конго проходит граница нефтегазоносных бассейнов Кабинда и Конго [Дьяконов и др., 1982]. Сюда же трассируется предполагаемый разлом. Предположение о том, что подводный каньон Конго контролируется разломом высказывалась в литературе в качестве предположения [Литвин, Руденко, 1973]. Недавно было показано, что разлом имеет ряд оперяющих разрывов по которым заложены более мелкие каньоны [Никифоров, Николаев, 1994].

Анализ положения обсуждаемой системы разломов показывает что наиболее южные из них совпадают с областью минимального осадконакопления. Они подходят к побережью Анголы в районах Лобиту-Бенгела (между 12 и 13° ю.ш.) и Моссамедиш (15° 20' ю.ш.). Геологическая карта Анголы [Geologia...,

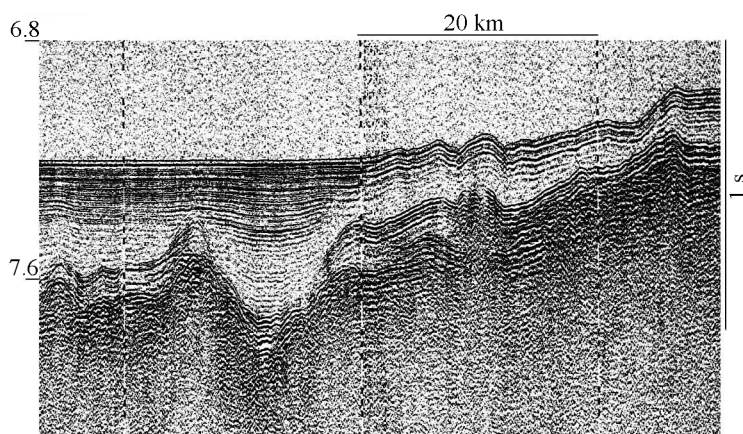


Рис. 11. Фрагмент S3 сейсмического профиля НСП.

1981]. свидетельствует, что только здесь широко развиты морские высокие террасы. В первом районе их уровень [Giresse et al., 1984] составляет порядка 120 м, 8–55 м и 0–5 м. Во втором – 200 м, 40–90 м и 0–5 м. Из приведенных данных можно сделать вывод, что выделенная система разломов северо-западного простирания существует не только в океанической коре, но и оказывает влияние на строение осадочных бассейнов Западной Африки. При этом возраст движений мог быть и молодым, вплоть до четвертичного.

3. Западной границей Ангольской котловины служит серия разломов север-северо-западного простирания глубинного заложения, которые привели к изменению простираний пассивных частей разломов Тетяева, Св. Елены и Хотспер. Эти нарушения, по всей видимости, активны и в настоящее время.

Таким образом, Ангольская котловина со всех сторон ограничена разломными структурами. Внутри ее также имеются тектонические деформации. Структура еще более усложняется разновозрастными магматическими процессами. Она “выколота” из Африканской плиты, что и обеспечивает ее большую подвижность. Вместе с тем, по периферии выделенной нами Ангольской микроплиты отсутствует пояс сплошной сейсмичности. Возможно, что ее формирование произошло в кайнозойское время, при этом сначала произошло заложение юго-восточной части, в которой магматизм активно проявлялся в неокон-апте и в конце позднего олигоцена. Позже (средний миоцен – четвертичное время) началось интенсивное образование вулканов Камерунской линии, хотя начало этого процесса началось в позднем палеогене. Можно также предположить, что заложение разломных структур могло быть связано с периодами ее вращения против часовой стрелки. Вместе с тем деформационные процессы и формирование границ микроплиты в ряде мест продолжают и до настоящего времени, о чем свидетельствуют эпицентры землетрясений и повышенные тепловые потоки на западе Ангольской котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 9705–65359).

Литература

- Агапова Г. В., Геоморфология Китового хребта, *Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана*, с. 7–12, Наука, Москва, 1986.
- Анголо-Бразильский геотраверс, Батиметрическая карта, 1:2 000 000, ГУНИО МО СССР, 1989.
- Артемьев М. Е., Бабаева Т. М., Войдецкий И. Е., Гордин В. М., Михайлов В. О., *Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики*, с. 156, Москва, 1987.
- Бочарова Е. В., Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д., Опыт мелкомасштабного морфогенетического картографирования рельефа восточной части Анголо-Бразильского геотраверса, *Геоморфологические исследования океанического дна*, с. 48–56, ПГО “Севморгео”, Ленинград, 1987.
- Бусырев В. А., Федухин Н. В., Французов И. Я., Структурные элементы литосферы Юго-Восточной Атлантики по данным гравиметрии, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 81–92, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Геодекия А. А., Берлин Ю. М., Горлов А. И., Панаев В. А., Пляк В. Л., Масштабы нефтегазообразования в Кванза-Камерунском бассейне континентальной окраины Африки, *Проблемы нефтегазоносности Мирового океана*, с. 121–136, Наука, Москва, 1989.
- Геодекия А. А., Забанбарк А., *Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в мировом океане*, 190 с., Наука, Москва, 1985.
- Глебовский В. Ю., Каминский В. Д., Осипов В. А., Структура аномального магнитного поля в пространстве от Срединного хребта до Ангольского шельфа, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 70–80, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Дьяконов А. И., Усанов Г. М., Кардозо К., Алексеев А. А., Перспективы поисков крупных месторождений нефти и газа на шельфе Анголы, *Геология нефти и газа*, (11), 55–60, 1982.
- Дьяконов А. И., Едигарян З. П., Усанов Г. М., Кардозо К., Механизм формирования рифтогенных депозитов на шельфе пассивных окраин и высокие перспективы их нефтегазоносности (на примере шельфа Анголы), *Докл. АН СССР*, 272, (5), 1195–1199, 1983.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М., Раннемеловая соленосная формация Габон-Ангольского бассейна, *Осадочные формации и обстановки их образования*, с. 3–44, Наука, Сибирское отделение, Новосибирск, 1987. (Тр. Ин-та геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР. вып. 692.)
- Захаров М. В., Береснев А. Ф., Саидов А. Ю., Ефимов В. Н., Осадочный чехол и акустический фундамент, *Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана*, с. 13–31, Наука, Москва, 1986.
- Зверев С. М., Ярошевская Г. А., Тулина Ю. В., Глубинное строение земной коры и верхов мантии в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса (по данным ГСЗ-КМПВ), *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 24–45, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Корсаков О. Д., Панаев В. Д., Арсамаков Х. И., Горячев Ю. В., Строение 1-го океанического слоя Ангольской котловины в зоне 12° ю.ш. (сейсмические исследования МОВ), *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 46–60, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Крылов Н. А., Горлов А. И., Осадочные бассейны приатлантической области прогиба Западной Африки

- и их нефтегазоносность (на примере Кванза-Камерунского бассейна), *Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования*, с. 148–159, Наука, Москва, 1983.
- Куренцова Н. А., Новые данные о базальтах Анголо-Бразильского геотраверса, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 121–134, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Литвин В. М., Руденко М. В., Геоморфология дна юго-восточной части Атлантического океана, *Формирование биологической продуктивности и донных осадков в связи с особенностями циркуляции вод в юго-восточной части Атлантического океана (Тр. ИО АН СССР)*, 95, 180–191, 1973.
- Мазарович А. О., Соколов С. Ю., Новейшие деформации осадочного чехла в пассивных частях разломов Архангельского, Додрамс и Вернадского (Атлантический океан), *Докл. РАН*, 357, (6), 801–804, 1997.
- Мирчинк И. М., Панаев В. А., Погребичкий Ю. Е., Анголо-Бразильский геотраверс – трансокеаническая унифицированная система геолого-геофизических наблюдений для изучения региональной геологии Мирового океана, Докл. сов. геологов на XXVIII сес. МГК, *Геология морей и океанов*, с. 141–149, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1988.
- Нарышкин Г. Д., Погребичкий Ю. Е., Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 10–23, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Никифоров С. Л., Николаев С. Д., Формирование рельефа и распределение осадков в каньоне Конго и его конусе выноса, *Океанология*, 34, (6), 873–880, 1994.
- Осипов В. А., Геомагнитная характеристика земной коры Ангольского региона Атлантики, *Неоднородности глубинного строения земной коры океанов*, с. 117–126, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Панаев В. А., Митулов С. Н., *Сейсмостратиграфия осадочного чехла*, 246 с., Недра, Москва, 1993.
- Подгорных Л. В., Тепловой поток в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 93–101, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Погребичкий Ю. Е., Горячев Ю. В., Осипов В. А., Трухалев А. И., Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе, *Советская геология*, (12), 8–22, 1990.
- Разницин Ю. Н., Пилипенко А. И., Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы, *Тектонические и геодинамические феномены*, (Тр. ГИН: Вып. 505), с. 104–128, Наука, Москва, 1997.
- Троцюк В. Я., *Нефтематеринские породы осадочных бассейнов экваторий*, 224 с., Недра, Москва, 1992.
- Трухалев А. И., Шихорина К. М., Магматические образования восточной части Анголо-Бразильского геотраверса, *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 121–134, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Удинцев Г. Б., Строение дна Южной Атлантики и место в ней Китового хребта, *Геолого-геофизические исследования асейсмичных поднятий дна океана*, с. 54–61, Наука, Москва, 1986.
- Федоров В. В., Зарихин И. П., Людаев Н. Л., Морфоскульптура подводных гор Китового хребта, *Геоморфология*, (2), 92–99, 1989.
- Чинакаев Р. Г., Признаки расслоенности ниже подошвы 1-го океанического слоя в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса (сейсмические исследования МОБ), *Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта*, с. 61–69, ПГО “Севморгеология”, Ленинград, 1986.
- Brink, A. H., Petroleum Geology of Gabon Basin, *AAPG Bull.*, 58, (2), 216–236, 1974.
- Brognon, G. P., and Varrier, G. R., Oil and Geology in Gwanza Basin in Angola, *Bull. AAPG*, 50, (1), 108–158, 1966.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., and Vail, J. R., *The geochronology and evolution of Africa*, 512 p., Clarendon Press, Oxford, 1984.
- Cornen, G., and Maury, R. C., Petrology of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea, *Mar. geology*, 36, (3/4), 253–268, 1980.
- Deep Sea Drilling Project CD*, NOAA Product # 993–A27–001.
- Deruelle, B., N’ni, J., and Kambou, R., Mount Cameroon: an active volcano of the Cameroon Line, *J. Afr. Earth Sci.*, 6, (6), 197–214, 1987.
- Djomani, Y. H. P., Diament, M., and Wilson, M., Lithospheric structure across the Adamana plateau (Cameroon) from gravity studies, *Tectonophysics*, 273, (3–4), 317–327, 1997.
- Dunlop, H. M., and Fitton, J. G., A K-Ar and Sr-Isotopic Study of the Volcanic Rocks of the Island of Principe, West Africa – Evidence for Mantle Heterogeneity Beneath the Gulf of Guinea, *Contrib. Miner. Petrol.*, 101, (1), 12–18, 1989.
- ETOPO5 Set. Global Relief Data CD*, NOAA Product # 1093–A27–001.
- Fitton, J. G., and Dunlop, H. M., The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt, *Earth. Planet. Sci. Letters*, 72, (1), 23–38, 1985.
- Geologia de Angola*, 1 : 1 000 000, Laboratorio Nacional de Investigacao Cientifica Tropical, 1981.
- Giresse, P., Hoang, C.-T., and Kouyoumontzakis, G., Analysis of vertical movements deduced from a geochronological study of marine Pleistocene deposits, southern coast of Angola, *J. African Earth Sciences*, 2, (2), 177–188, 1984.
- Grunau, H. K., Leherer, P., Cleintuar, M. R., Allenbach, P., and Bakker, G., New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), Sao Tome (Gulf of Guinea), *Progress in geodynamics*, pp. 90–118, Royal Netherlands Acad. Arts. Sci., 1975.
- International Geological-Geophysical Atlas of the Atlantic Ocean*, Ministry of Geology of the USSR. Acad. Sci. USSR, 158 с., GUGK, Moscow, 1989–1990. (Между-

- народный геолого-геофизический атлас Атлантического океана*, Межправит. океанограф. комис. Мингео СССР, АН СССР, ГУГК, Москва).
- Kane, K. A., and Hayes, D. E., Tectonic corridors in the South Atlantic: evidence for long-lived Mid-Ocean Ridge segmentation, *J. Geophys. Res.*, 97, (B12), 17,317–17,330, 1992.
- Liotard, J. M., Dupuy, C., Dostal, J., and Cornen, G., Geochemistry of the volcanic island of Annobon, Gulf of Guinea, *Chemical geology*, 35, (1/2), 115–128, 1982.
- O'Connor, J. M., and le Roex, A. P., South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 113, (3), 343–364, 1992.
- Ocean Drilling Program CD*, NOAA Product # 1013-A27-001.
- Piper, J. D. A., and Richardson, A., The Paleomagnetism of the Gulf of Guinea Volcanic Province, West Africa, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 29, (2), 147–171, 1972.
- Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, *J. Geophys. Res.*, 102, (B5), 10,039–10,054, 1997.
- Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T., Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 1997a Sept. 26. 277 (5334). (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>, <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/>).
- Turner, J. P., Gravity-Driven Structures and Rift Basin Evolution: Rio Muni Basin, Offshore Equatorial West Africa, *AAPG*, 79, (8), 1138–1158, 1995.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1998.)