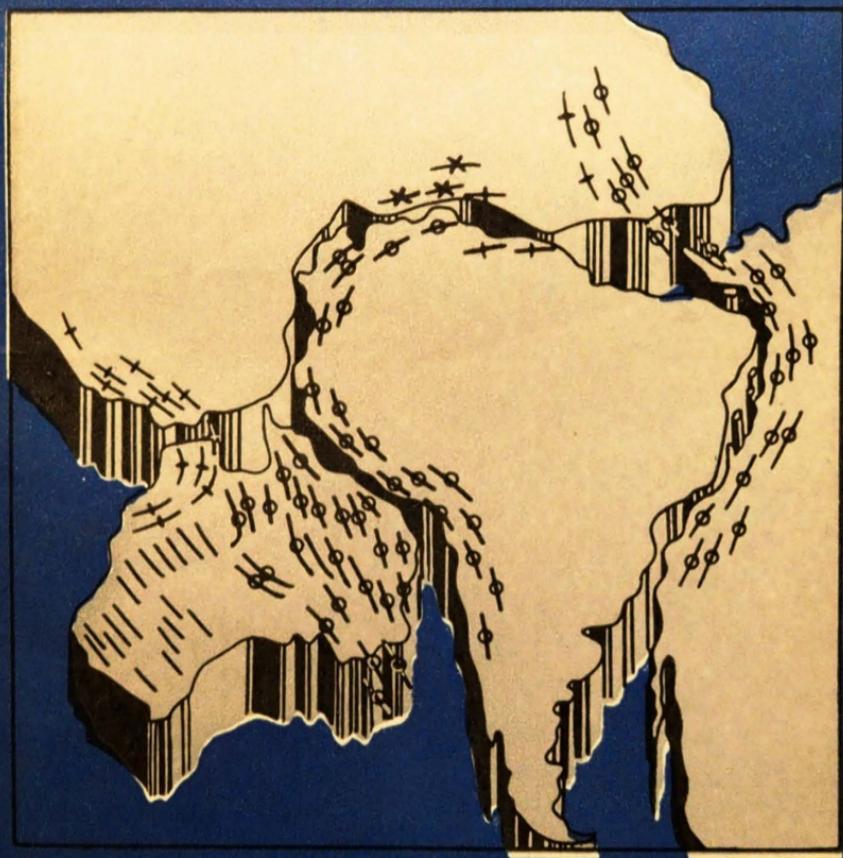


Е.М.Рудич

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ



Рассмотрены некоторые аспекты одного из острейших вопросов современной геотектоники — дрейфа континентов. В работе сведен обширный фактический материал по геологическому строению и истории развития Африки, Северной и Южной Америки начиная с раннего рифея и кончая юрским периодом. На конкретных примерах показана несостоятельность палеогеографических реконструкций, которые используются для доказательства прежней сближенности этих континентов. Табл. 2. Илл. 19. Библ. 186 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР В. В. БЕЛОУСОВ

Р 20802—457 333—78
055 (02)—77

© Издательство «Наука», 1977 г.

ВВЕДЕНИЕ

В многочисленных работах, трактующих общие вопросы геологии и тектоники с позиций гипотезы мобилизма (в различных ее модификациях), содержится множество палеотектонических реконструкций, подчас очень резко отличающихся друг от друга в изображении бывшего относительного размещения континентов. В большинстве случаев авторы этих построений сдвигают нынешние континенты в некий единый гипотетический материковый массив Пангеи. Развитие этого праматерика, согласно мобилистским представлениям, завершилось его раскалыванием, сделавшим возможным последующее расползание отдельных его частей — современных континентов. Начало этого дрейфа большинством исследователей, отстаивающих гипотезу мобилизма, относится к меловому или юрскому периоду. Однако в последнее время некоторые сторонники гипотезы дрейфа стали отодвигать начало раздвижения глыб Пангеи к позднему триасу (Heirtzler et al., 1968; Dietz et al., 1970), к пермскому периоду (Dietz, Holden, 1970a, b; Hurley, 1974) и даже к докембрию (Briden et al., 1974; Drewry et al., 1974).

Реконструкции бывшего соединения континентов, предлагаемые различными исследователями, часто значительно отличаются друг от друга. Наиболее несогласованы реконструкции относительного размещения Антарктиды, Австралии и Индостана, с одной стороны, и Африки, с другой. Соотношение материков западного полушария с Африкой в подавляющем числе реконструкций, начиная с работы А. Вегенера (1925) и кончая последними публикациями сторонников «новой глобальной тектоники», изображается достаточно однотипно. Эта однозначность проявляется особенно четко при сближении Южной Америки с Африкой, ставшими классическим элементом любых мобилистских представлений. Это обстоятельство имеет решающее значение при выборе объекта, наиболее удовлетворяющего целям данной работы. С этой точки зрения зона сочленения обеих Америк с Африкой представляется наиболее интересной.

Выбор зоны сочленения диктуется еще двумя немаловажными обстоятельствами. Во-первых, тем, что, по мнению сторонников гипотезы дрейфа, при соединении Африки с материками Нового Света наиболее отчетливо устанавливаются многочисленные и разнообразные признаки их былой общности. Во-вторых,

в отличие от Антарктиды, Австралии и Индостана, прилегающих к Африке (судя по мобилистским палеотектоническим реконструкциям) относительно небольшими отрезками своих краевых зон, зона соединения Северной и Южной Америки с Африкой имела (по тем же источникам) очень большую протяженность. По данным Булларда, Эверетта и Смита (Bullard et al., 1965), длина зоны сочленения Северной Америки и Африки равнялась 2500 км, а Южной Америки с Африкой — 6000—6500 км. Такая значительная протяженность гипотетической зоны сочленения позволяет проверить на значительном материале и в ряде удаленных друг от друга областей степень обоснованности аргументации, используемой в рамках гипотезы дрейфа континентов и избежать при этом субъективных умозаключений.

Таким образом, в работе использована модель древнего относительного размещения Северной и Южной Америки и Африки, предложенная Уилсоном (Wilson, 1963) и уточненная позже Буллардом, Эвереттом и Смитом (Bullard et al., 1965).

В данной работе начало отделения Африки от Северной и Южной Америки условно отнесено к рубежу юрского и мелового периодов. С одной стороны, это обусловлено тем, что в большинстве исследований, затрагивающих проблему перемещения континентов, это событие помещается в интервале 160—120 млн. лет назад, т. е. датируется тем же, либо близким к принятому нами временем — поздняя юра — начало раннего мела (Маак, 1963; Кропоткин, 1964, 1968, 1969, 1973; Диц, Холден, 1974; Краус, 1959; Morgan, 1968; Sutton, 1968; Le Pishon, 1968; Le Pishon, Haves, 1971; Pautot, Le Pishon, 1973). С другой стороны, этот выбор позволяет проанализировать мобилистские реконструкции в наиболее полном объеме, поскольку принятая датировка является самой высокой (по времени) из существующих. Последнее обстоятельство представляется особенно важным.

Для доказательства былого существования Пангеи, в частности единства Африки и материков Нового Света, используются и геологические и геофизические данные. Цель настоящей работы в первую очередь — анализ геологических материалов, на которых базируются мобилистские палеотектонические реконструкции.

Впервые некоторые геологические признаки, как будто бы свидетельствующие о прежней сближенности континентов, были отмечены А. Вегенером. В 1937 г. они были перечислены Дю Тойтом.

Дю Тойт указал на ряд фактов, по его мнению, совершенно однозначно свидетельствующих о былом приращении Южной Америки к Африке. В обобщенной форме его аргументация сводилась к следующему:

1) восточные береговые линии обеих Америк своими очертаниями очень точно соответствуют западной береговой линии Африки;

2) на обоих континентах разновозрастные складчатые системы имеют одинаковые простирания и располагаются таким образом, что при сближении материков переходят с одного на другой, а складки внутри этих систем имеют одну и ту же ориентировку;

3) синхронность несогласий и одинаковые перекрывающие члены разрезов в пределах разновозрастных зон обоих континентов;

4) синхронность однотипных формаций на противоположных берегах Атлантики и сходная смена формаций при движении вдоль береговых линий Южной Америки и Африки;

5) разновозрастность однотипных интрузивных и вулканогенных формаций;

6) развитие по обеим сторонам Атлантического океана синхронных плато-базальтов и генетически связанных с ними даек;

7) симметричное расположение разновозрастных отложений, указывающих на специфические условия осадконакопления, в частности на изменения климата (тиллиты, эвапориты, угли, эоловые пески);

8) идентичная сухопутная фауна и специфическая флора (Du Toit, 1937).

Обратившись к более поздним (в том числе и новейшим) работам, посвященным той же проблеме, можно легко обнаружить, что в них полностью используются перечисленные признаки (Маак, 1963; Кропоткин, 1961, 1964, 1968, 1969; Маак, 1957; King, 1953, 1958; Wilson, 1963; Bullard, 1964; Le Pishon, 1968; Sutton, 1968; Dietz, Holden, 1972). В то же время в работах, опубликованных в последнее десятилетие, эта аргументация дополнена палеомагнитными данными и данными, базирующимися на интерпретации полосовых магнитных аномалий ложа океана и др.

В задачу настоящей работы не входит всесторонний разбор всей системы доказательств, используемых сторонниками гипотезы дрейфа, отчасти потому, что такой разбор уже неоднократно предпринимался, причем в самые последние годы (Люстих, 1965; Шейнманн, 1973, 1974; Белоусов, 1975; Belousov, 1970; Meyerhoff, 1970; A. A. Meyerhoff, H. A. Meyerhoff, 1972a,b, 1974), а отчасти из-за того, что так называемые доказательства дрейфа материков обеспечены новыми данными, позволяющими предпринять объективную оценку их значимости в очень разной степени.

Если в последние годы наши представления о геологическом строении Африки и особенно Южной Америки были значительно уточнены, что дает возможность вернуться на новом уровне к оценке представительности тех геологических аргументов, которыми оперирует гипотеза дрейфа, то в части, касающейся палеомагнетизма и океанических линейных магнитных аномалий, положение далеко не так благополучно. Новые данные, могущие

уточнить уже существующие представления, отсутствуют, и повторный детальный анализ здесь был бы преждевремен.

В результате, задача этой работы ограничивается последовательным рассмотрением в свете новейших геологических данных достоверности тех геологических признаков, которые используются сторонниками гипотезы дрейфа для доказательства бывшего примыкания Северной и Южной Америки к Африке. С этой целью будут проанализированы основные закономерности тектонического развития перечисленных материков, начиная от раннего рифея и до раннемелового времени включительно, проведено сопоставление режимов их крупнейших структурно-фациальных зон, последовательности магматических проявлений, особенностей развития колебательных движений и сопутствующей им седиментации. Такой анализ даст возможность установить истинную значимость критериев, служащих основанием для палеотектонических реконструкций гипотезы дрейфа континентов. Этот анализ позволит также уяснить, в какой степени существующие представления, ставшие уже традиционными для мобилизма, соответствуют новым фактам, ставшим известными в последние 10—15 лет.

Работа была просмотрена в рукописи М. Е. Артемьевым, В. В. Белоусовым, А. А. Борисовым, И. Е. Губиным. В обсуждении ее приняли участие А. В. Горячев, Ю. Г. Леонов, А. Н. Леонтьев, Б. А. Петрушевский, А. Я. Салтыковский, М. Н. Шапиро, В. Н. Шолпо.

Большую помощь при подготовке рукописи к печати оказали автору Т. М. Кузнецова и Н. А. Смирнова.

Автор сердечно благодарит всех перечисленных лиц за внимание, проявленное к его работе.

СХОДСТВО ОЧЕРТАНИЙ КРАЕВЫХ ЗОН МАТЕРИКОВЫХ МАССИВОВ

Этот отправной пункт мобилистских построений до сих пор играет немаловажную роль в системе доказательства гипотезы дрейфа континентов, например П. Н. Кропоткина (1973).

На смену реконструкциям А. Вегенера, совмещавшего береговые линии материков, пришли соответствующие современным техническим возможностям сдвигения контуров континентов по изобате 2000 м, рассчитанные с помощью ЭВМ (Bullard et al., 1965), что, впрочем, практически не сказалось на конечных результатах.

Несмотря на хорошую в целом сходимость конфигурации Северной Америки и Африки, на схеме Булларда видны перекрытия, лежащие южнее Касабланки, в районе Ифни и у мыса Гаттерас.

Особенно крупное перекрытие приурочено к плато Багамских островов. При совмещении Африки и Северной Америки в соответствии с реконструкцией Булларда оно заходит почти на 900 км в глубь первой, от Гвинеи и Сьерра-Леоне на западе до Берега Слоновой Кости на востоке. Сторонники гипотезы дрейфа обходят это щекотливое обстоятельство, утверждая, что плато Багамских островов представляет собой осадочно-рифогенное сооружение, возникшее после начала дрейфа. По-видимому, подобный аргумент не кажется убедительным даже некоторым защитникам гипотезы дрейфа, в результате чего появилась реконструкция Дрейка и Найфа (Drake, Nafe, 1968), не предусматривающая тесной обличенности Северной Америки и Африки.

На чрезвычайно малую вероятность такой интерпретации геологической породы Багамского плато неоднократно указывал А. Мейерхофф (А. А. Meyerhoff, Н. А. Meyerhoff, 1972, 1974; Meyerhoff, Hatten, 1974). К аргументам этого исследователя, подчеркивавшего тесную и закономерную тектоническую связь Багамского плато с Карибской геосинклиналью, по отношению к которой плато в мезозойское время играло роль форланда, можно добавить данные, свидетельствующие о тесной геологической связи плато Багамских островов с плато Блейк.

Плато Блейк, лежащее севернее плато Багамских островов, в геоморфологическом отношении представляет непосредственное, несколько более опущенное продолжение последнего. Это плато,

плавню снижающееся от прибрежных равнин Южной Каролины, Джорджии и Флориды, как и они, перекрыто мощным чехлом кайнозойских и мезозойских отложений. Под ними на суше бурением вскрыты метаморфические образования докембрия (Северная и Южная Каролина, Джорджия) и кварцевые песчаники и сланцы ордовика и силура (юг штата Джорджия, север Флориды). Южнее, на широте мыса Канаверал, буровыми скважинами были пройдены вулканиты, отнесенные к триасу, а под ними гранитоиды, датированные палеозоем (Applin, 1941, 1944; Richards, 1945).

Сейсмический профиль через Флориду и плато Блейк, расположенный примерно на широте г. Джексонвилля, показал резкое увеличение мощности кайнозойских и позднемезозойских отложений на шельфе (до 4 км) с последующим относительным сокращением на плато (до 2,5 км). Пластовые скорости преломленных волн изменяются в них от 2,8—2,97 (эоцен) до 4,58—4,80 км/с (верхний и нижний мел). На шельфе эта толща подстилается метаморфическими и интрузивными образованиями, характеризующимися скоростями распространения преломленных волн 5,3—5,5 км/с. Они были прослежены до внешнего края шельфа. Ниже был выделен горизонт, со скоростями 5,5—6,1 км/с, интерпретированный как кристаллический фундамент. На шельфе его кровля лежит на глубине 6 км, под плато Блейк она плавню опускается до 7 км, а перед континентальным склоном резко поднимается до 3 км. Подошва этого горизонта, заметно наклоненная в сторону континента, обнаружена только под подножием континентального склона на глубине 11—12 км. Скорость распространения сейсмических волн под этим разделом достигает 7,49 км/с (Sheridan et al., 1966).

Прямые данные, свидетельствующие о возрасте пород, лежащих со скоростями 5,1—5,5 км/с, отсутствуют. Однако, учитывая, что на Флориде мезозойские отложения подстилаются терригенным нижним палеозоем, замещающимся по пространству интрузивно-метаморфической серией, а та в свою очередь перекрывает горизонт со скоростями 5,5—6,1 км/с, прослеженный до плато Блейк, можно с некоторыми оговорками сопоставить последний с докембрием. Эта датировка косвенно подтверждается данными сейсмопрофилирования на шельфе Ньюфаундленда и Новой Шотландии. Здесь в фундаменте были зарегистрированы скорости 5,6—6,4 км/с (Officer, Ewing, 1954; Press, Beckmann, 1954). На шельфе Нью-Джерси слой со скоростями 5,4—5,0 км/с был прослежен до выходов докембрийских пород на дневную поверхность (Oliver, Drake, 1951; Carlson, Brown, 1955; Drake et al., 1959; Drake et al., 1968). Аналогичные скорости распространения сейсмических волн зарегистрированы в заведомо докембрийских образованиях Канадского щита — 6,15 км/с (Hodgson, 1947) и 6,08 км/с (Willmore, Scheidegger, 1956), Балтийского щита — 6,02—6,10 км/с (Литвиненко и др.,

1963), Трансвааля — 6,09—6,2 км/с (Gane et al., 1956), 6,09 км/с (Willmore et al., 1952), 6,03 км/с (Hales, Sacks, 1958).

На схемах, показывающих положение кровли кристаллического фундамента, составленных Дрейком и Найфом, отчетливо видно, что юго-восток США (штаты Южная Каролина, Джорджия и Флорида), Малая Багамская банка и внутренняя зона плато Блейк имеют общий фундамент. По данным Мейхью (Mayhew, 1974), горизонт со скоростями 5,5—6,5 км/с прослеживается от плато Блейк на юг, в пределы Багамской банки. Глубина его кровли около Малой Багамской банки уменьшается до 3—4 км, увеличиваясь под Большой Багамской банкой до 4—6 км. Суммарная мощность коры в районе Багамского плато не менее 15 км, на внешнем крае плато Блейк около 12 км, причем под последним она быстро возрастает в сторону континента (Sheridan et al., 1966). Таким образом, суммарная мощность коры под обоими подводными плато примерно та же, что и на шельфе Новой Шотландии и Нью-Джерси (Drake et al., 1968), где, по последним данным, широко развиты палеозойские и докембрийские метаморфические и магматические образования (Oldale, 1974).

По мнению Шеридана (Sheridan, 1969), плато Блейк представляет участок континентальной коры, испытавшей частичную базификацию. Несколько позже он же (Sheridan, 1971, 1972) высказал предположение, что и под Багамским плато расположена частично измененная континентальная кора. Наличие под Багамскими островами коры континентального типа признают и некоторые сторонники мобилизма (Mattson, 1973).

М. Мейхью, проанализировав обширный материал, посвященный строению фундамента восточной континентальной окраины Северной Америки, пришел к выводу, что плато Блейк сформировалось на коре, в строении которой участвуют кристаллические породы докембрия и раннего палеозоя. Менее ясно, по его мнению, строение фундамента центральных районов Флориды и Багамских островов. Для этой зоны Мейхью (Mayhew, 1974) допускал присутствие среди пород фундамента мезозойских вулканитов. Это заключение интересно, в первую очередь, тем, что он рассматривает цоколь Флориды и Багамских островов как единое геологическое тело. Между тем бурение в штате Флорида показало, что в строении верхних горизонтов ее фундамента участвуют метаморфические породы, абсолютный возраст которых достигает 530 млн. лет (Bass, 1969; Milton, Grasty, 1969).

Все сказанное позволяет считать, что континентальная кора протягивается с материка под Багамские острова, являющиеся, таким образом, его краевой зоной.

Следовательно, сейсмические исследования обнаруживают тесную структурную связь плато Блейк и плато Багамских островов с континентом Северной Америки. Те же данные показывают значительное сходство сейсмических разрезов земной

кору под шельфовой зоной востока Северной Америки от Ньюфаундленда на севере до мыса Гаттерас на юге и под только что упоминавшимися подводными плато.

Совокупность данных заставляет отказаться от той трактовки природы Багамского плато, которая была предложена Дицем и Холденом. Если бы Багамская платформа была сформирована на океанической коре (возникшей после начала раскрытия Атлантики) в результате накопления обломочных и биогенных отложений и вулканических пород, разрез земной коры в ее пределах имел бы мало общего с разрезами других краевых зон

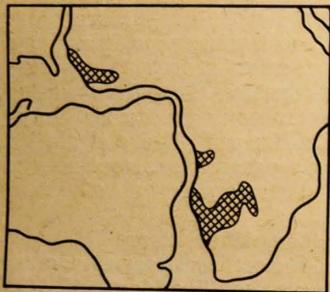


Рис. 1. Области перекрытия (заштрихованы), возникающие при сближении Африки, Северной и Южной Америки

востока Северной Америки, где в сложении коры участвуют образования докембрия и нижнего палеозоя.

Косвенно этот вывод подтверждается при сопоставлении сейсмического разреза Багамского плато и разрезов, полученных при взрывах и бурении на атоллах Эниветок (Dobrin et al., 1949; Wells, 1964) и Бикини (Ladd et al., 1948). Скоростные колонки коралловых островов имеют иное строение, чем такая же колонка Багамских островов.

Следовательно, реконструкции Булларда, Эверетта, Смита, Дица, Холдена, Уилсона и других исследователей не удовлетворяют тому условию, которое было положено в их основу. Если допустить, что под Багамским плато лежит кора континентального типа (а для этого есть серьезные основания), соединение Африки с Северной Америкой в том виде, как оно изображается на схемах этих ученых, должно привести к крупному перекрытию одного континента другим (рис. 1).

С совмещением Африки и Южной Америки, судя по реконструкции Булларда, Эверетта и Смита, дело обстоит гораздо благополучнее, хотя и здесь отмечаются незначительные перекрытия. Они, как и при сближении Африки с Северной Америкой, объясняются накоплением осадков после начала дрейфа континентов.

Однако сдвигание Африки и Южной Америки обнаруживает две области, не показанные на подгонке Булларда и его кол-

лег, где тем не менее нельзя исключить возможность перекрытий гораздо более крупных, чем те, которые показаны на их схеме. Одна из них соответствует банке Витория, вторая связана с подводной возвышенностью Рио-Гранде. Банка Витория представляет собой узкий широтный выступ шельфа, лежащий около 20° с. ш. и уходящий в океан на 400 км. Возвышенность Рио-Гранде расположена примерно на широте штата Рио-Гранди-ду-Сул (30° ю. ш.). Она протягивается на 500 км по широте и на 300 км по долготе. Мощность коры в ее пределах, по данным гравиметрической съемки, составляет 15—20 км (Корякин, 1958, 1963), а по результатам сейсмопрофилирования — 10—15 км (Leyden et al., 1971).

Бурение, проведенное во время 3 и 39 рейсов «Гломар Челленджер», вскрыло в пределах возвышенности докампанские и кампанские мелководные отложения, перекрытые глубоководными осадками верхнего мела и кайнозоя. Скв. 357, пройденная в 39 рейсе (глубина забоя 796 м), обнаружила перерывы внутри кампана и на границах маастрихта — палеоцена и палеоцена — эоцена.

Синхронные перерывы осадконакопления были установлены на плато Сан-Пауло (скв. 356, глубина забоя 741 м). В призабойной части этой скважины известняки, мергели и доломиты альбского яруса перекрываются верхнетуронскими илами (Leg 39, 1975; Thiede et al., 1975).

В отличие от возвышенности Рио-Гранде, где после позднепалеоценового-раннеэоценового перерыва начался длительный период осадконакопления, продолжающийся до наших дней, послепалеоценовый разрез Сан-Пауло характеризуется двумя крупными перерывами, один из которых соответствует интервалу от среднего эоцена до позднего олигоцена, а другой — от раннего миоцена до середины плиоцена.

Если учесть, что плато Сан-Пауло расположено между возвышенностью Рио-Гранде и шельфом, то отмеченное сходство и различие между их разрезами представляется симптоматичным, свидетельствуя о тесной тектонической связи этих зон в доэоценовое время, когда обе области испытывали синхронные и однонаправленные вертикальные движения, и о нарушении этой связи в начале эоцена. После этого возвышенность Рио-Гранде была втянута в устойчивое опускание, тогда как плато Сан-Пауло дважды испытало длительное поднятие.

Вместе с субконтинентальной мощностью коры, сопоставимой с установленной на шельфе Южной Америки (Ewing et al., 1963; Leyden et al., 1971), эти факты свидетельствуют о том, что по крайней мере до конца палеоцена на месте современных плато Сан-Пауло и возвышенности Рио-Гранде существовала обширная мелководная, неоднократно осушавшаяся банка.

Особого внимания заслуживает присутствие мелководных отложений (эвапоритов) альбского яруса на плато Сан-Пауло.

Если вспомнить, что большинство защитников гипотезы дрейфа относят начало раздвижения Атлантического океана к концу юры или раннему мелу, то приходится признать, что почти одновременно с этим на западе Южной Атлантики существовала крупная мелководная зона. Вряд ли можно предположить, что это поднятие уже в альбе представляло собой новообразование, возникшее после начала распывания материков на океанической коре. При этом пришлось бы допустить необычайно высокую скорость осадконакопления на плато Сан-Пауло в титоне — апте, несопоставимую с зарегистрированной в этом районе для альба — маастрихта (суммарная мощность меловых отложений не превышает 300—400 м).

Поскольку последнее допущение представляется специально приспособленным к нуждам гипотезы дрейфа и чрезвычайно сомнительным по существу, единственной альтернативой ему будет признание существования в раннемеловую эпоху континентальной коры под современным плато Сан-Пауло.

Все сказанное затрудняет (если не исключает) соединение Африки и Южной Америки, принимаемое гипотезой дрейфа. Кажется очень вероятным, что такая подгонка должна привести к крупным перекрытиям. В районе Банки Витория перекрытие может достигать 400 км, а у возвышенности Рио-Гранде — 1200—1300 км. Даже если ограничить размеры поднятия Сан-Пауло — Рио-Гранде акваторией плато Сан-Пауло, то и тогда размер перекрытия все же останется достаточно значительным (около 400 км).

Приведенный краткий обзор показывает, что «прекрасная сходимость» материковых массивов Африки, Северной и Южной Америки, провозглашаемая защитниками мобилистских реконструкций, достаточно иллюзорна. В настоящее время о «прекрасной схождении» контуров континентальных глыб можно говорить лишь при одном неременном условии: полностью игнорируя новейшие геологические данные о строении Багамского плато, плато Сан-Пауло и поднятии Рио-Гранде.

Однако проблема сходства очертаний краевых зон материков всем сказанным далеко не исчерпывается. Пожалуй, даже более принципиальное значение имеет другая ее сторона, сводящаяся к вопросу о допустимости использования этого признака для обоснования мобилистских реконструкций. В этой плоскости вопрос был впервые сформулирован А. Войси (Voisey, 1958), а позже дополнительно проанализирован Е. Н. Люстиком (1965а).

А. Войси и Е. Н. Люстик показали, что хорошая сходимость очертаний краевых зон континентов устанавливается не только для тех из них, которыми оперирует гипотеза дрейфа. Е. Н. Люстик привел подгонку краевых зон ряда материков, свидетельствующих о широком развитии этого феномена. Это обстоятельство имеет решающее значение.

Если бы сходство контуров краевых зон континентов было ограничено какими-то конкретными районами и совершенно исключалось для других, то это еще могло бы свидетельствовать в пользу палеотектонических реконструкций, базирующихся на таком сходстве. Однако наблюдается обратное. Так, например, восточные окраины Северной и Южной Америки достаточно близки своими очертаниями не только западному краю Африки, но и Восточной и Южной Австралии, западной окраине Северной Америки и т. д. Кроме того, как показал Е. Н. Люстик, западные берега Южной Америки и Африки могут быть с успехом подогнаны к их же восточным берегам.

Из сказанного следует однозначный вывод — сходство очертаний краевых зон континентов не может быть использовано для доказательства их былой сближенности.

СОТНОШЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР АФРИКИ, СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Отметив соответствие контуров «расколотых материковых платформ по обе стороны океана», сторонники дрейфа континентов умозаключают, что должно наблюдаться и «сходство в простирации складок и возрасте складчатого фундамента, равно как и в стратиграфии, фауне и флоре осадочного чехла». В данном случае ход рассуждений заимствован из статьи П. Н. Кропоткина (1969, стр. 9), но в целом он типичен для всех работ, доказывающих былую общность материков западного и восточного полушарий, начиная от А. Вегенера (1925), А. Дю Тойта (Du Toit, 1937) и Л. Кинга (King, 1953). Задавшись этой целью, такое сходство и обнаруживают.

В уже цитированной статье П. Н. Кропоткина по этому поводу говорится: «наблюдается большое сходство в строении и ориентировке разорванных складчатых поясов» (различных континентов. — *Е. Р.*). Так, например, «...пояс верхнепротерозойских складок северного побережья Гвинейского залива (Западная Африка) находит себе продолжение в восточной Бразилии» (Кропоткин, 1969, стр. 9). В подтверждение сказанному П. Н. Кропоткин приводит предельно упрощенную схему сопоставления докембрийских структур Северной и Южной Америки, воспроизведенную с некоторыми дополнениями на рис. 2. Позже мы покажем, насколько представительно такое сопоставление (см. табл. 1).

Не менее обобщенные данные положены в основу реконструкции докембрийских складчатых поясов Северной и Южной Америки и Африки, выполненной Дж. Саттоном (Sutton, 1968). Сопоставление схем Кропоткина и Саттона показывает, что эти авторы приписывают позднедокембрийским поясам рассматриваемых континентов диаметрально противоположные простирации.

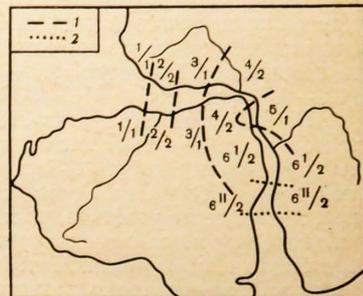
Аналогичную методику и тот же ход рассуждений находим в работе П. Холи и Дж. Ренда (Hurley, Rand, 1972), из которой заимствован рис. 3, иллюстрирующий, по мнению авторов, очень точную сходимость противоположных прибрежных докембрийских поясов Африки и Южной Америки. На первый взгляд схема Холи и Ренда выгодно отличается от сопоставлений Кропоткина и Саттона значительно большей информативностью. Однако более внимательное ознакомление с ней обнаруживает, что «одновоз-

растные» пояса Холи и Ренда включают метаморфические образования резко различного возраста.

Попробуем разобраться, используя более широкий фактический материал, насколько эти и подобные им реконструкции согласуются с современными данными по докембрийской геологии и тектонике. Такая ревизия назрела, поскольку в последнее время сторонники гипотезы дрейфа уверенно заявляют, что «...детальное исследование докембрия, которое еще не было сделано

Рис. 2. Схема сдвижения докембрийских платформ Африки и Южной Америки, по Кропоткину (1969) с дополнениями

1 — границы разновозрастных зон, по Кропоткину; 2 — границы, приведенные по данным автора. Цифры в числителе — порядковый номер зон (1—6, зона 6 разделена на две подзоны), соответствующий их номерам в табл. 1, цифрами в знаменателе обозначены зоны развития комплексов с преобладанием интрузивных пород с возрастом: 1 — от 2,0 до 1,5 млрд. лет; 2 — от 0,6 до 0,5 млрд. лет



во времена Вегенера и Дю Тойта, с каждым годом все более укрепляли уверенность в справедливости описанных (т. е. мобилистских. — *Е. Р.*) реконструкций» (Кропоткин, 1973).

В уже упоминавшейся статье П. Н. Кропоткина (1969) вдоль западного побережья Африки к югу от Дакара показаны шесть



Рис. 3. Сопоставление докембрийских образований западных областей Центральной Африки и северо-востока Бразилии, по Холи и Ренду (Hurley, Rand, 1972)

1 — Панфриканско-Карирский пояс, абсолютный возраст 600 млн. лет; 2 — Эбурнейско-Трансамазонский метаморфический комплекс с возрастом 900 млн. лет; 3 — архейский фундамент, возраст более 2600 млн. лет

поясов различающихся возрастом интрузивных пород. На восточной окраине Южной Америки, по Кропоткину, лежат прямые продолжения этих поясов, характеризующиеся теми же преобладающими возрастными интрузивными образованиями. Судя по приведенной ранее цитате, по крайней мере некоторые из этих зон на обоих материках проявляются и в сходных простираниях складок, картируемых в разновозрастных образованиях. На схеме Кропоткина по западному берегу Африки от Дакара до севера Намибии выделено шесть последовательно сменяющих друг друга околомеридиональных и субширотных зон. По возрасту слагающих их образований они разделены на две группы — средне-верхнедокембрийскую (2,0—1,5 млрд. лет) и позднерифейскую (0,6—0,5 млрд. лет).

При сопоставлении этих зон (рис. 3, см. рис. 2) с «Картой тектоники докембрия континентов» (1972) получены результаты, сведенные в табл. 1. Они недвусмысленно показывают, что пояса, выделенные на одном из континентов, не переходят на другой. Из семи участков, расположенных на побережье Африки, ни один не синхронизируется (частично или полностью) с противоположащим участком побережья Южной Америки по возрасту наиболее широко развитых складчатых комплексов, причем расхождение складчатостей по времени часто достигает величин 1,0—1,5 млрд. лет.

Из тех же участков только один (между Дакаром и Монровией в Африке и устьем Ориноко и Калсуэни в Южной Америке) синхронизирован по возрасту интрузивных образований. В других случаях при переходе от Африки к Южной Америке интрузивы либо исчезают, либо ранне- и среднедокембрийские образования замещаются позднедокембрийскими.

Несколько благополучнее обстоит дело с простиранием складчатости. На двух участках (втором и четвертом) оно одинаково на обеих сторонах Атлантики. В остальных пяти случаях при переходе с одного континента на другой простирание складок изменяется чрезвычайно резко (обычно до 90°).

Наконец, все без исключения участки Африканского побережья резко отличаются от противоположащих зон Южной Америки возрастом, составом и структурой платформенного чехла. В Африке наиболее древние платформенные отложения накапливались уже в среднем докембрии, в Южной Америке — в начале позднего. Следующий цикл платформенной седиментации датируется в Африке концом раннего — среднего и всем поздним рифеем, в Южной Америке он был несравненно короче и начался лишь в самом конце позднего рифея. Платформенные чехлы противоположащих участков несколько отличаются и составом слагающих их пород. В Южной Америке раннерифейские и вендские платформенные отложения на больших площадях представлены исключительно терригенными образованиями, в Африке средне-верхнедокембрийский платформенный чехол терриген-

ный, а средне-верхнерифейский — терригенно карбонатный. Последнее различие платформенного докембрия обоих континентов относится к его структуре. В Африке наряду с горизонтально лежащими платформенными осадками широко развиты дислоцированные комплексы, платформенный характер которых не вызывает сомнения. В отличие от Африки, в Южной Америке платформенные складчатые комплексы отсутствуют.

Сказанное в полной мере касается и уже упоминавшейся реконструкции Холи и Ренда (рис. 3), в значительной степени основанной на некритическом использовании значений радиометрических возрастов и полном игнорировании структурно-тектонической принадлежности сопоставляемых комплексов. В результате эти исследователи объединяют в единые пояса затронутые складчатостью платформенные отложения и геосинклинальные образования, или геосинклинальные толщи резко различного возраста, одни из которых являются позднедокембрийскими, а другие относятся к образованиям раннего или среднего докембрия, испытывавшим радиометрическое омоложение в позднем рифее. Так, например, на карте Холи и Ренда показана зона, проходящая из восточных районов Бразилии в Нигерию и Камерун, в пределах которой, по мнению авторов, развиты образования с радиометрическим возрастом около 600 млн. лет. В результате такой интерпретации ранне- и позднерифейские породы Южной Америки оказались объединенными с образованиями раннего докембрия (архея) шкалы А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова или докембрия I шкалы Саттона (Sutton, 1967). Также необдуманна и другая реконструкция Холи и Ренда (Hurley, Rand, 1969).

Таким образом, простая и четкая картина соотношений докембрийских образований Африки и Южной Америки, реконструированная П. Н. Кропоткиным и другими исследователями, при более детальном подходе рушится. Эти соотношения оказываются несравненно более сложными и главное исключающими возможность былой сближенности этих континентов.

Следует подчеркнуть также и то, что этот результат получен при анализе сводной карты тектоники докембрия континентов под редакцией Ю. А. Косыгина (Карта..., 1972, 1974), составители которой имели дело с крайне неравноценным материалом о строении и возрасте докембрийских толщ отдельных областей земного шара. Это заставило их оперировать значительно осредненными и очень широкими хроностратиграфическими интервалами, зачастую перекрывающими один другой.

Несмотря на это, даже такие, до известной степени генерализованные данные позволяют внести очень серьезные коррективы в мобилистские реконструкции. Это лишний раз свидетельствует о том, что в основу последних кладется выхолощенный материал, степень осреднения которого нельзя признать допустимой.

При переходе от планетарного масштаба к более крупному (например, материковому) хроностратиграфические интервалы,

Таблица 1

Сопоставление «одновозрастных складчатых поясов», выделенных П. Н. Кропоткиным (1969), П. Холи и Дж. Рендом (Hurley, R. Rand, 1972) в Африке и Южной Америке

Условная нумерация складчатых поясов, по Кропоткину (с севера на юг)	Африка		Южная Америка		Сопоставление по «Карте тектоники докембрия континентов» (1972)	
	Расположение на побережье и протяженность	Возраст преобладающих комплексов пород, по Кропоткину (в скобках) (млрд. лет)	Расположение на побережье	Возраст преобладающих комплексов пород, по Кропоткину (в скобках) (млрд. лет)	Возраст наиболее широко развитых складчатых комплексов, млрд. лет	
					Африка	Южная Америка
1	2	3	4	5	6	7
1	Дакар — Монровия, 1000 км	2,0-1,5 (>2,6)	Устье Ориноко—Калсуэни	2,0-1,5 (>2,6 и 0,8—0,4)	2,5-1,6 2,5	>3,3 3,3-2,5 2,5—1,6
2	Монровия—запад Берега Слоновой Кости, 450 км	0,6-0,5 (1,9)	Калсуэни—Белен	0,6-0,5 (1,9 и 0,8—0,4)	3,3—2,5 В ядрах синклизириев—2,5-1,6	>2,5
3	Запад Берега Слоновой Кости—Аккра, 550 км	2,0-1,5 (1,9)	Белен—Парнаиба	2,0-1,5 (1,9)	Ядра антиклинзириев >2,5 Основное поле—2,5-1,9 Ядра синклизириев—1,9-1,6	Основное поле—>2,5
4	Аккра—Северный Габон, 1200 км	0,6-0,5 (0,8—0,4)	Парнаиба—Жуан-Песоа	0,6-0,5 (0,8—0,4)	Основное поле—3,3—2,5 Ядра синклизириев—2,5—1,9	2,5—1,6 1,6—0,57
5	Габон, 450 км	2,0-1,5 (2,6)	Район Ресифи	2,0-1,5 (>2,6)	Основное поле—>2,5 Ядра синклизириев—2,5—1,9	Основное поле—2,5—1,6 —1,6—0,57
6а	Южный Габон — Бенгела, 950 км	0,6-0,5	Арканжу—Кампус	0,6-0,5	Основное поле—>2,5 Ядра синклизириев—1,9-1,6	2,5—1,6 >2,5 1,6-0,57
6б	Бенгела—Северная Намибия, 800 км	0,6-0,5	Кампус — Сан-Франсиску-ду-Сул	0,6-0,5	Основное поле—>2,5 Ядра синклизириев—1,6-0,57 и 0,65-0,57	>1,6

Сопоставление по «Карте тектоники докембрия континентов» (1972)					
Возраст интрузивных образований, млрд. лет		Возраст (млрд. лет), состав и структура платформенного чехла		Доминирующее простирание складчатости	
Африка	Южная Америка	Африка	Южная Америка	Африка	Южная Америка
8	9	10	11	12	13
2,5—1,6	2,5—1,6	1,1-0,57 карбонатно-терригенный, складчатый и нескладчатый	1,9-1,6 терригенный, нескладчатый	Околомеридиональное	Околоширотное
>2,5	—	1,1-0,57 карбонатно-терригенный, нескладчатый	0,65-0,57 карбонатно-терригенный, нескладчатый	Околомеридиональное, северо-восточное	Околомеридиональное — северо-западное
2,5—1,6	—	1,1-0,57 карбонатно-терригенный, складчатый и нескладчатый	—	Северо-северо-восточное—северо-восточное	Запад-северо-западное—северо-западное
2,5—1,6	<1,6	—	0,65-0,57 терригенный, реже карбонатно-терригенный, нескладчатый	Северо-северо-восточное—северо-восточное	Северо-восточное—восток-северо-восточное
>2,5 2,5—1,6	<1,6	1,6 (2,5-1,6) терригенный, нескладчатый 1,1-0,57 карбонатно-терригенный, складчатый и нескладчатый	—	Северо-восточное	Околоширотное
>2,5	<1,6	1,1-0,57 карбонатно-терригенный, складчатый и нескладчатый	0,65-0,57 терригенно-карбонатный, нескладчатый	Меридиональное, северо-западное	Катангиды—северо-восточное, кибариды—северо-западное
>2,5	<1,6	1,1-0,57 карбонатно-терригенный, складчатый и нескладчатый	—	Околоширотное, северо-восточное	Северо-северо-западное, околомеридиональное

принятые при составлении «Карты тектоники докембрия континентов» (1972, 1974), могут быть несколько сокращены и конкретизированы.

Используя последние сводки (Haughton, 1963; Cahen, Snelling, 1966; Тугаринов, Войткевич, 1970; Ханн, 1971; Тектоника Африки, 1973), можно достаточно надежно реконструировать положение позднекембрийских (рифейских) кратонов, крупных синеклиз и антеклиз в их пределах, складчатых поясов и зон реювенации на территории Африки, Северной и Южной Америки. Такие реконструкции даны на рис. 4 и 5 (см. стр. 35).

РАННИЙ И СРЕДНИЙ РИФЕЙ

На ранний и средний рифей¹ в Африке приходится два крупных тектонических цикла: майомбский и кибаро-анколийский (рис. 4).

В течение первого цикла, охватывавшего в целом интервал от 1800 до 1400 (1500) млн. лет, среднекембрийский кратон Северной Африки испытал расчленение. В его пределах выделяются четыре протяженных прогиба с очень различным режимом развития (от субплатформенного до миогеосинклинали и геосинклинали).

Первый раннерифейский пояс располагался по западной окраине современного континента от Сьерре-Леоне на юге до Мавритании на севере. В южной части в его строении участвуют песчано-глинистые и вулканогенные породы Рокел-Ривер, замещающиеся к северу кварцитами Бакел. Режим осадконакопления в этой зоне (так называемой Сенегало-Мавританской геосинклинали) варьировал от платформенного или субплатформенного до миогеосинклинали. Возраст складчатости, дислоцировавшей слон Рокел-Ривер и Бакел, не совсем ясен. По мнению Ю. Шуберта (Тектоника Африки, 1973), она должна быть не моложе 1650 млн. лет.

Сенегало-Мавританский пояс обрамлял с запада Эбурнейско-Регибатский кратон. С востока тот же кратон окаймлялся поясом Атакора-Угарта, протягивавшимся в меридиональном направлении от современных Ганы и Берега Слоновой Кости через большую излучину Нигера до Угарты. На юге этого пояса накапливались интракратонные, субплатформенные песчано-глинистые отложения группы Тарквий, замещавшиеся на север кварцитами Ансонго. Далее на север режим прогиба, по-видимому, изменялся до миогеосинклинали, о чем свидетельствует па-

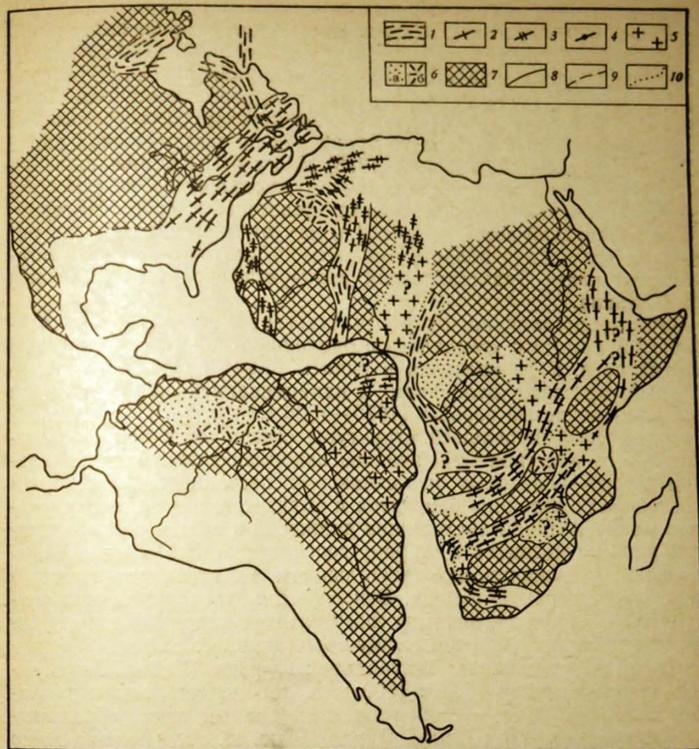


Рис. 4. Палеотектоническая схема для раннего и среднего рифея (1900—1000 млн. лет)

1—3 — складчатые пояса: 1 — раннерифейские, завершившие развитие 1500—1400 млн. лет назад, 2 — среднерифейские, завершившие развитие 1100—1000 млн. лет назад, 3 — полициклические ранне- и среднерифейские; 4 — складки платформенного чехла; 5 — зоны омоложения; 6 — платформенные отложения: а — терригенно-карбонатные, б — вулканогенные; 7 — стабильные массивы; 8—10 — границы: 8 — складчатых поясов, 9 — платформенных структур, 10 — предполагаемые

раллелизуемый с Тарквием мощный флиш Угарты. Тарквийские образования были дислоцированы в эпоху 1700—1600 млн. лет.

К востоку от прогиба Атакора-Угарты, отделяясь от него узким меридиональным приподнятым массивом, в Ахагаре существовала раннерифейская долготная миогеосинклинали, в выполнении которой участвует толща (иногда флишоидная) песчани-

¹ В работе (кроме главы 3) принято расчленение докембрия, предложенное А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым (1968), на нижний (2700 млн. лет и более), средний (от 2700 до 1900 млн. лет) и верхний (от 1900 до 570 млн. лет). Рифей подразделяется в соответствии со шкалой, предложенной М. Е. Раабен (1975), на нижний — средний (1900—1000 млн. лет) и верхний (1000—570 млн. лет). Это подразделение докембрия близко к предложенному Дж. Саттоном (Sutton, 1967) и использованному Вейлом (Vail, 1968).

ков, известняков и основных вулканитов древнего фарузия (1600—1500 млн. лет). Складчатость, дислоцировавшая древний фарузий, проявилась несколько позже (1500—1400 млн. лет). Южное продолжение этой миеогосинклинали неясно. В сводке В. Е. Хаина (1971) раннерифейская геосинклиналь Ахаггара включена в значительно более крупный Транссахарский геосинклинальный пояс, в то время как на тектонической карте Африки (Тектоника Африки) к югу от Ахаггара показано широкое поле докембрия D (среднего докембрия). Учитывая эти взаимоисключающие трактовки тектонической природы Нигерийско-Ахаггарской зоны, на рис. 4 к югу от Ахаггара условно показана возможная область омоложения, соответствующая нигерийской части Транссахарской раннерифейской геосинклинали В. Е. Хаина.

Миеогосинклинали Угарты и Ахаггара в северном направлении, по-видимому, смыкались с околоширотной геосинклиналью Антиатласа. В ее пределах в раннем рифее развивался интенсивный основной вулканизм и накапливались карбонатные и песчано-глинистые породы (1670—1600 млн. лет). После складчатости, сформировавшей структуры северо-восточного и близширотного простирания, началось накопление эпиконтинентальной серии — оолитовых известняков и песчаников, за которыми последовали излияния базальтов и андезитов, по-видимому, связанные с усилением нисходящих движений и новым общим движением развития в сторону геосинклинального типа. С завершением вулканической деятельности в Антиатласе происходило формирование флиша. Эти события датируются интервалом 1500—1400 млн. лет и за ними следует напряженная складчатость, дислоцировавшая толщу пород нижнего рифея.

В западных районах Центральной Африки (Габон, Заир, север Анголы) между 1800 и 1500 млн. лет существовал складчатый пояс Майомбе — узкий геосинклинальный трог, обрамлявший с запада кратон Конго. Около 10° ю. ш. этот прогиб резко изгибался в плане и уходил на восток, разделяя кратоны Конго и Анголы.

Майомбский разрез начинается пачкой базальных конгломератов, выше которых залегают песчано-глинистые, иногда углистые или карбонатизированные осадки, туфы, метариолиты и метабиты. В Заире в системе Майомбе описаны пласты риолитов и зеленокаменных пород.

Не исключено, что пояс Майомбе продолжался к северу от Габона, в западные районы Камеруна, где к нижнему рифею, возможно, относятся вулканогенно-осадочные образования серии Поли.

Некоторые исследователи, например, С. Хоутон (Haughton, 1963) и вслед за ним Ю. М. Шейнманн (1966), предположительно относили к раннему рифею складчатую систему Рузизи-Убенди — узкую зону северо-западного простирания, прослеживае-

мую из южной Танзании до Руанды. В этой системе были выделены две серии. Нижняя развита вдоль всего пояса и представлена слюдными сланцами и филлитами, с линзами известняка, кварцитами, аркозами. Верхняя известна в Руанде и образована различными сланцами, филлитовыми пуддингами и кварцитами. Немногочисленные определения абсолютного возраста в интервале 1900—1500 млн. лет как будто подтверждали раннерифейский возраст этой геосинклинали. Однако в последнее время этот пояс относится к среднему докембрию (2200—1800 млн. лет), а более молодые значения абсолютного возраста объясняются омоложением в результате внедрения посттектонических гранитов.

Отнесение складчатости Рузизи-Убенди к среднему докембрию, по-видимому, ограничивает зону проявления раннерифейской складчатости в восточных районах Центральной Африки Сомалией, где установлена тумбийская складчатость, смявшая слои системы Мува и датированная Аккерманом в интервале 1650—1550 млн. лет.

Наконец, к раннему рифею, по-видимому, относится заложение кибарид Центральной Африки — 1850 млн. лет, по Каэну и Снеллингу (Cahen, Snelling, 1966), — геосинклинального пояса, развивавшегося до конца среднего рифея.

Таким образом, в целом раннерифейские геосинклинали (или миеогосинклинали) Африки завершили развитие в интервале между 1500 и 1400 млн. лет. Некоторое запаздывание этого орогенеза, по-видимому, имело место в Сенегало-Мавританском поясе (1300 млн. лет) и, возможно, на севере Атакорской миеогосинклинали, если считать, вслед за Тугариновым и Войткевичем (1970), что отложения Фарузия моложе тарквийских. По мнению Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре (Тектоника Африки, 1973), эта складчатость завершила длительную эпоху кратонизации Африки.

Следующий крупный тектонический цикл — кибара-бурунди — относится к интервалу 1200—900 млн. лет. В южной части континента он ознаменовался значительной перестройкой докибарских структур. В Западной Африке среднерифейский цикл наследовал раннерифейский тектонический план.

В Восточном Антиатласе на севере существовал (1100—950 млн. лет) геосинклинальный трог, южнее которого лежал краевой интракратонный прогиб. Начало цикла в обеих зонах ознаменовалось интенсивным вулканизмом (основным в геосинклинали, кислым на кратоне). Вулканы ассоциированы с конгломератами и перекрыты аркозовыми песчаниками, над которыми залегают ритмичные ленточные глины. Геосинклинальный разрез венчается мощным флишем.

В интракратонном прогибе Антиатласа над риолитами обнаружены пестроцветные конгломераты и песчаники с прослоями валунных сланцев, возможно, представляющие собой тиллиты.

Складчатость на границе среднего и позднего рифея проявилась в Антиатласе сравнительно слабо, но сопровождалась очень интенсивной гранитизацией.

В Сенегало-Мавританском поясе миогеосинклинальный режим, существовавший здесь в раннем рифее, сменился эвгеосинклинальным. Интенсивный вулканизм (основной в прогибах и кислый в границах поднимающихся структур) сопровождался накоплением песчано-глинистых и карбонатных отложений. Этот цикл (Дофалемида II, по Шуберту), начавшись около 1300 млн. лет назад, завершился складчатостью, датированной 1000 млн. лет.

Для зоны Атакора-Угарта палеотектоническая обстановка среднего рифея может быть намечена только в самых общих чертах. По мнению Ю. Шуберта (Тектоника Африки, 1973), в Атакорском крае можно предполагать наличие среднего рифея. На севере, в Угарте известны интракратонные песчано-глинистые отложения, затронутые кибарской складчатостью, сформировавшей структуры северо-западного простирания. По-видимому, одновременно с накоплением этих терригенных пород на северо-восточной окраине Эбурнейско-Регибатского кратона происходили излияния риолитов Николо (~1000 млн. лет).

В Ахагагаре кибарское осадконакопление развивалось на фоне интенсивных блоковых движений, сформировавших ряд узких долготных рвов (грабенов). Эти движения сопровождалось мощным вулканизмом и накоплением конгломератов и песчанников, замещающихся в центральных частях прогибов песчано-глинистыми флишоидными отложениями верхнего фарузия. Этот цикл, начавшийся около 1200 млн. лет назад, завершился интенсивной складчатостью и метаморфизмом (~900 млн. лет).

В Центральной Африке продолжалось развитие двух крупных среднерифейских геосинклинальных зон — Кибара-Бурунди-Карагве-Анколе и Ирумид, испытавших за средний рифей опускание с конечной амплитудой до 10—12 км. Первая геосинклиналь протягивалась из южных районов современной Катанги в северо-восточном направлении, к Руанде, Бурунди и Уганде. В этой геосинклинали в течение среднего рифея накапливались карбонатные (известняки, доломиты) и терригенные (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы) отложения. В Катанге среднерифейские прогибания сопровождалось излияниями основных и кислых лав. К северо-востоку карбонатно-терригенные осадки замещались терригенными.

Вторая геосинклиналь (Ирумийская) располагалась в 350 км к юго-востоку от Кибара-Бурундийского отрезка геосинклинали Кибара-Анколе, отделяясь от нее устойчивым блоком Марунгу. Будучи параллельной зоне Кибара-Бурунди, она протягивалась в юго-западном направлении из южной Танзании, через Замбию и пески Калахари к побережью Атлантического океана в Намибии и Южно-Африканской республике.

В Замбии ирумиды представлены главным образом кварцитами и филлитами, содержащими прослой известняков и пласты основных вулканитов (серия Калонга). На юго-западе пояса, в Намибии и ЮАР, средний рифей слагается известняками, глинистыми сланцами и песчаниками с горизонтами тилитов и основных лав. Последние приурочены к верхам разреза. Эти образования, известные как система Гариеп, секутся гранитами Намакваленд (1170—980 млн. лет). Между Намибией и Замбией, в песках Калахари в зоне северо-восточного простирания известны выходы пород, сходных с отложениями Гариеп. По-видимому, эти выходы трассируют среднюю часть Ирумийского пояса.

В Намибии от пояса Ирумид ответвляется прогиб, протягивающийся сначала в меридиональном направлении, вдоль берега Атлантического океана, а затем поворачивающийся на юго-восток, в пределы Капской провинции. Это пояс Малмсберн-Канго, сложенный метаморфизованными граувакками, филлитами с прослоями аркозов, конгломератов, известняков и пластами основных лав. Следует отметить, что этот пояс относится к среднему рифею несколько условно, поскольку радиологические данные как будто указывают на завершение формирования его структур в конце позднего докембрия — начале фанерозоя (600—530 млн. лет). Возможно, что со средним рифеем были связаны только начальные этапы его развития.

Все среднерифейские пояса Центральной и Южной Африки объединяет их отчетливая дискордантность по отношению к более древним складчатым структурам, которые секутся ими под различными углами, вплоть до прямых. Таково, например, соотношение пояса Кибара-Анколе и Ирумид, вытянутых в северо-восточном направлении, и складчатости Рузизи-Убенди, ориентированной на северо-запад. В отличие от этих наложенных структур на западе Центральной Африки — в Габоне, Заире и на севере Анголы — прогибания, начавшиеся 1200 млн. лет назад (Cahen, Snelling, 1966), наследовали майомбские простирания. В этой зоне осадконакопление продолжалось без перерыва до конца катангского цикла, кибарская складчатость здесь не проявилась.

В Кибаро-Анколийском поясе кибарский цикл охватывал интервал 1850—875 млн. лет. Складчатость датируется временем внедрения первых синтетектонических гранитов (1300 млн. лет) и основной массы синтетектонических гранитов (1250 млн. лет). Еще одна фаза складчатости соответствует возрасту 1100 млн. лет. Даты в интервале 925—875 млн. лет связаны с эпохой внедрения посттектонических интрузий. На северо-востоке пояса, в Уганде, кибарской складчатостью обусловлено омоложение гнейсов Торо до 1185 млн. лет.

В ирумийском прогибе среднерифейский тектонический цикл соответствовал возрастному диапазону 1530—1040 млн. лет.

В Замбии эта складчатость повторно дислоцировала образованную систему Мува, первоначально смятые в тумбийскую фазу (1650—1500 млн. лет). На продолжении ирумийской зоны, на юге Танзании, кибарская складчатость сказалась омоложением пород группы Укинга до 1300—1260 млн. лет. В юго-западной части пояса складчатые движения кибарского цикла, по-видимому, несколько запаздывали. Здесь они датируются 1170—980 млн. лет. Возможно, что эта складчатость обусловила здесь омоложение образований группы Кейс до 1000 млн. лет. В Намибии с кибарским циклом было связано внедрение основных пород Кунене (1260 млн. лет), очень близких по возрасту дайковому комплексу Пиландсберг Трансвааля (около 1300 млн. лет). Наконец, в поясе Малмсбери-Канго складчатость, по-видимому, произошла около 1000 млн. лет. Однако не исключено, что складчатость этого пояса может иметь и более молодой, верхнерифейский, возраст.

Вне пределов складчатых поясов движения кибарского цикла, очевидно, привели к частичному омоложению образований среднедокембрийской складчатой зоны Рузизи-Убенди. Именно с этими движениями должна быть связана группа возрастов порядка 1000 млн. лет.

В Северной Америке, по сводкам Тугаринова и Войткевича (1970), Уонлесса и Стивенса (Wanless et al., 1967), ранний рифей, по-видимому, был временем консолидации северной половины будущего материка в результате гудзонской складчатости (1800 млн. лет).

В конце раннего рифея на северо-востоке континента заложилась Лабрадорская эвгеосинклиналь — узкий прогиб западно-северо-западного простирания. В нем накапливались мощные осадочно-вулканогенные серии (сланцы, песчаники, железистые кварциты, доломиты, основные лавы и туфы). Около 1350 млн. лет назад эти образования испытали интенсивную складчатость, сопровождавшуюся внедрением интрузий различного состава (Гестил и др., 1963).

Рубеж раннего и среднего рифея в Северной Америке, как и в Африке, отмечен резкой перестройкой структурного плана. В это время закладывается обширная Гренвильская геосинклиналь. Этот пояс северо-восточного простирания занимал всю восточную окраину нынешнего континента, примыкая на востоке к обширным областям нижне- и среднедокембрийской складчатости. Западная граница Гренвильской геосинклинали примерно соответствовала линии от Хондейла на Лабрадоре до оз. Гурон. Здесь она поворачивала на юг, протягиваясь в этом направлении до центральных районов штата Кентукки (Gastil, 1960). Восточная граница гренвильской зоны не известна. Несомненно только, что пояс занимал всю площадь прибрежных равнин, доходя по меньшей мере до современной береговой линии. Не исключено, что он продолжался и под нынешним шельфом.

По Энгелю (Engel, 1953), на первом этапе прогибания в геосинклинали накапливались преимущественно известняки с подчиненными им глинистыми сланцами и песчаниками. Затем последовало внедрение пластовых тел анортозитов и габбро и интрузия сиенитов. Этот магматизм датируется 1400 ± 100 млн. лет. Амплитуда прогибания геосинклинали достигала 6—10 км. На заключительной стадии, в эпоху 1100—1000 млн. лет произошли складчатость и региональная интрузия гранитов (Davis et al., 1967).

В Южной Америке ранний и средний рифей, по-видимому, характеризовался устойчивым орогенным режимом. На западе, на Гвианском щите, в раннем рифее накапливались терригенные отложения (песчаники, глинистые сланцы, конгломераты) серии Роранма, радиологический возраст которой определен в 1700 млн. лет (Snelling, 1963). На востоке до недавнего времени к этому интервалу относились итабириты, доломиты, грауваки и филлиты серии Минас, развитые на юго-востоке Бразилии, поскольку возраст прорывающих их гранитов Итабириту был определен в 1340 млн. лет. Однако пегматиты, рвущие граниты, позднее были датированы 1900 млн. лет. Это заставляет отнести образование Минас к среднему докембрию. Косвенно последняя датировка подтверждается присутствием в разрезе Минас железистых кварцитов, типичных для среднедокембрийского времени. Это заключение согласуется с данными Кордани, Амаралья и Кавашиты (Cordani et al., 1972), основанными на 1500 определениях радиометрического возраста докембрийских образований Южной Америки.

Кордани, Амараль и Кавашита отметили, что не позже, чем к концу среднего докембрия, в результате трансамазонского орогенического цикла (около 2000 млн. лет) в Южной Америке возник крупнейший кратон, включавший в себя центральную и восточную части современного континента. Трансамазонские и дотрансамазонские возрасты установлены не только в пределах рифейских кратонов, но и внутри разделяющих их бразильских (позднерифейских) орогенических поясов — в зоне Парагвай-Арагуа (около 3000 млн. лет), в Карирском поясе, поясе Рибейра, а также вдоль Атлантического побережья Бразилии. Менее ясно определяется время заложения так называемой геосинклинали Сержипи — узкой широтной зоны, протягивающейся от берега Атлантического океана (между Ресифи и Салвадором) на 1000 км в глубь материка вдоль северной окраины позднерифейского кратона Сан-Франсиску. Здесь установлены радиометрические датировки в интервале 1400—1200 млн. лет. На рис. 4 этот пояс показан условно, поскольку очень вероятно, что указанные возрасты показывают не время формирования геосинклинали, а маркируют эпоху омоложения, захватившего здесь трансамазонские образования. Это предположение тем более вероятно, что аналогичные цифры известны из ряда пунктов

Гвианского и Бразильского щитов, т. е. из тех зон, присутствие в которых послесреднедокембрийских складчатых образований кажется мало вероятным. По-видимому, все они фиксируют время омоложения, затронувшего в начале среднего рифея дорифейские породы Южноамериканского протощита. Оно подтверждается, в частности, тем, что в образованиях, развитых внутри «геосинклинали» Сержили, наряду с радиометрическими значениями 1400—1200 млн. лет установлены и более древние значения, трансамазонские и близкие к ним (2000—1800 млн. лет).

Сопоставление. Если сопоставить палеотектонические реконструкции, полученные для раннего и среднего рифея Северной и Южной Америки и Африки, то отчетливо выявляется отсутствие сколько-нибудь ощутимых прямых связей между этими континентами. Особенно ясно это обнаруживается при сдвиге Африки с Южной Америкой.

Как видно из рис. 4, субмеридиональные пояса Западной Африки срезаются современной краевой зоной материка и никаких, пускай даже косвенных, следов их продолжения в Южную Америку не устанавливается. И Сенегал-Мавританский и Атакора-Угартский поясы буквально «упираются» в эписреднедокембрийский кратон Южной Америки.

Проблематичная Транссахарская меридиональная «геосинклиналь» также не имеет продолжения на северо-востоке Бразилии, независимо от того, какую природу мы для нее примем (ранне-среднерифейская геосинклиналь или зона омоложения того же возраста).

Несколько сложнее вопрос нераздельности ранне-среднерифейского пояса Гамбии, Заира и северной Анголы с предполагаемой «геосинклиналью» Сержили. Ссылка на резкое несоответствие простираения складчатых структур внутри этих двух зон, по-видимому, неправомерна, поскольку на том же рис. 4 видны крутые перегибы заведомо разновозрастных поясов (раннерифейская геосинклиналь Лабрадора, переход кибарид Ботсваны — Намибии в пояс Малмсбери-Канго). Вероятно, в данном случае нужно обратить внимание на несовпадение тектонических событий, проявившихся в пределах этих зон. Как уже говорилось, на западе Центральной Африки накопление пород системы Майомбе завершилось складчатостью, датируемой 1500 млн. лет. В последующем (1200 млн. лет) здесь возобновились прогибания и началась формирование мощной серии платформенных осадков Катангской группы, не прерывавшейся складчатостью, сопоставимой с кибарской (или гренивской).

Даже если допустить, что «геосинклиналь» Сержили действительно представляет зону ранне-среднерифейского накопления и последующей среднерифейской (1200 млн. лет) складчатости, то трудно понять такое резкое изменение тектонической обстановки в поясах, непосредственно переходящих один в дру-

гой (если сблизить Южную Америку и Африку так, как это делают сторонники гипотезы дрейфа). При этом главное здесь даже не в скачкообразном изменении тектонической обстановки (что в принципе нельзя полностью исключить), а в загадочной приуроченности этого резкого скачка к зоне предполагаемого бывшего соприкосновения двух континентов. Как будет показано, слишком много геологических неожиданностей оказываются приуроченными к этой проблематичной зоне.

Двигаясь далее к югу вдоль побережья Африки, мы попадаем в область развития кибарид — ранне-среднерифейских геосинклиналей северо-восточного простираения. Одна из них (ирумиды) подходила к современному юго-западному побережью Южной Африки. Однако никаких признаков ее продолжения в Южной Америке не обнаруживается. Более северный пояс (Кибаро-Анколийский), выходящий в современную Анголу, на первый взгляд может иметь своим продолжением среднерифейскую зону омоложения, намечающуюся в штатах Сан-Паулу и Минас-Жерияс Бразилии и уходящую отсюда на северо-запад. Это предположение кажется тем более вероятным, что образования зоны Сан-Паулу — Минас-Жерияс характеризуются радиометрическими возрастными 1300—1800 млн. лет, вполне сопоставимыми с кибарскими. Некоторым различием простираений пояса кибарид (северо-восточное) и зоны омоложения Южной Америки (северо-западное) мы, как и в предыдущем случае, пренебрежем. Однако сколь ни соблазнительно такое сопоставление, от него приходится отказаться, так как пояс Кибара-Анголы не доходит до современного западного берега Африки по крайней мере на 1000 км, а между западным окончанием этого пояса и областью омоложения Южной Америки в Африке расположена зона широкого развития нижнедокембрийских интрузивов, не испытавших среднерифейского омоложения.

Менее ясные результаты получаются при сопоставлении сдвинутых (согласно реконструкции Булларда и др.) Северной Америки и Африки, поскольку мы имеем здесь дело не с дискордантными по отношению к современным побережьям, а конкордантными к ним складчатыми поясами.

Беглое сопоставление как будто бы показывает неплохую согласованность североамериканских и африканских структурно-тектонических зон. Более пристальный анализ разрушает эту иллюзию (или, по меньшей мере, делает ее весьма сомнительной), поскольку опять же обнаруживается, что с предполагаемой зоной соединения континентов связаны резкие изменения и последовательности тектонических событий, и их возраста, а также типов осадков, накапливавшихся на якобы смежных площадях, к тому же входивших в единый геосинклинальный пояс.

Сопоставление раннерифейской Лабрадурской геосинклинали и разновозрастной ей геосинклинали Антиатласа показывает, что в первой неизвестна складчатость, датируемая

1600 млн. лет, тогда как в Антиатласе она проявилась очень резко. Отсутствуют в Лабрадорской геосинклинали и какие-либо образования, генетически родственные интракратонному комплексу Антиатласа, формирувавшемуся после завершения этой складчатости. Наконец, через рубеж, соответствующий современным границам континентов, не проходят итабириты и флиш. Первые известны только на Лабрадоре, второй накапливался лишь в Антиатласе.

Еще более резкие отличия устанавливаются для ранне-среднерифейских поясов — того же Антиатласа и Гренвильского. Если в Гренвильской геосинклинали преобладало накопление известняков, которым были подчинены песчано-глинистые осадки и эвапориты, то в Антиатласе в то же время доминировали грубообломочные терригенные отложения с прослоями тиллитов. Ни эвапориты, ни тиллиты не переходят через современные окраины континентов. Эвапориты отсутствуют в среднерифейском разрезе Антиатласа, тиллиты в синхронном ему разрезе Гренвильской провинции.

В обоих поясах отмечается также различная последовательность магматических событий. Основная и щелочная интрузии Гренвильской зоны и широко развитые здесь анортозиты (1400 млн. лет) не имеют аналогов в Антиатласе.

Нам могут возразить, указавши на некоторые общие черты тектонической истории и строения Антиатласа и Гренвильской зоны. Первая и важнейшая из них — синхронное проявление предверхнерифейской складчатости и магматизма (1000 млн. лет в Гренвильской провинции и около 1050—950 млн. лет в Антиатласе). Правда, и здесь нет полной аналогии, поскольку в Гренвильском поясе конец среднего рифея ознаменовался очень напряженным складчатостью и магматизмом, тогда как в Антиатласе при интенсивном предверхнерифейском магматизме складчатость проявилась в очень ослабленной форме. Однако не эти второстепенные детали определяют скептическое отношение к такого рода «признакам» и к возможности их использования для мобилистских реконструкций.

Действительно, и в Гренвильской провинции Северной Америки и в Антиатласе поздне-среднерифейская складчатость проявилась более или менее синхронно. Но складчатости этих областей также одновременны интенсивному метаморфизму Казахстана (1100—1200 млн. лет), Центральной Австралии (1100 млн. лет), интрузивным проявлениям Станового хребта (1250—1100 млн. лет), восточного склона Алданского щита (1140—940 млн. лет), Енисейского кряжа (900 млн. лет), предверхнерифейской складчатости Северо-Китайского щита и юга Африки.

Никто не скажет, что на основании этих фактов можно и следует сдвигать Гренвильский пояс или Антиатлас с Алданским или Северо-Китайским щитами, с Казахстаном или Южной

Африкой. Абсурдность такого умозаключения очевидна. В то же время все приведенные факты столь же очевидно свидетельствуют о том, что одновременность магматизма и складчатости не может быть использована для обоснования реконструкций, подобных реконструкции Булларда, Эверетта и Смита.

Второй «признак» былой общности Гренвильского пояса и Антиатласа — близкое простирание складчатости в их пределах, — как будет показано дальше, имеет не большее значение, чем возраст этой складчатости.

Все сказанное заставляет признать, что сколько-нибудь ясных и однозначно трактуемых следов былой общности обеих Америки и Африки для раннего и среднего рифея не устанавливается. Особенно отчетливо это видно при совмещении Южной Америки и Африки.

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ

Поздне-среднерифейская складчатость обусловила отмирание геосинклинального режима в пределах Сенегало-Мавританского и Атакора-Угартского поясов. В позднем рифее на севере Африки геосинклинальные условия сохранились лишь в Антиатласе.

В Южной Африке, по Каэну и Снеллингу (Cahen, Snelling, 1966) и Вейлу (Vail, 1968), поздне-рифейские складчатые пояса имели значительную протяженность. Палеотектонические реконструкции этих исследователей показывают сложную систему катангид, включающую субмеридиональный Западно-Африканский пояс, смыкавшийся на юге современной Анголы с Дамара-Катангской геосинклинальной зоной северо-восточного простирания. Последняя, в свою очередь, переходила в обширный меридиональный Мозамбикский пояс. Таким образом, в отличие от Северной Африки, юг континента и на поздне-рифейской стадии сохранил достаточно высокую мобильность (рис. 5).

В Антиатласе разрез верхнего рифея представлен мощной (7000—8000 м) осадочно-вулканогенной толщей. Она сложена в основании риолитами с прослоями терригенных пород (серия Варзат), над которыми залегают с небольшим несогласием доломиты нижнего адуу. Вверх по разрезу эта трансгрессивная серия сменяется регрессивной — красноцветными пелитами, песчаниками и конгломератами среднего адуу. В западных районах Антиатласа эта серия представлена двумя фациями — морской и континентальной, при движении на восток она становится чисто континентальной. Разрез венчается трансгрессивной серией верхнего адуу — доломитизированными известняками и доломитами, по-видимому, относящимися уже к кембрийскому времени.

Складчатые движения поздне-рифейского времени проявились в Антиатласе слабо. Здесь фиксируется фаза возраста

800—750 млн. лет и катангская фаза (640—620 млн. лет), но ни та, ни другая пока не могут быть увязаны с разрезом пояса. Не исключено, что первая фаза обусловила небольшое несогласие между образованиями серии Варзат и нижним адуду, тогда как со второй связана регрессия среднего адуду. Позднерифейские движения имели отчетливо выраженный глыбовый характер. В результате их возникли прерывистые, часто коробчатые складки.

К югу миогеосинклиальный разрез Антиатласа постепенно переходит в субплатформенные образования, накопившиеся в пределах Эбурнейско-Регибатского кратона. Во впадине Тауденни они представлены в основании песчаниками, сменяющимися вверх доломитами и доломитизированными известняками. Выше залегают песчаники, аргиллиты и конгломераты, содержащие местами линзы солей. Последняя толща, по-видимому, накапливалась в мелководном, периодически пересыхавшем бассейне. На этих отложениях с разрывом залегают неустойчивый горизонт тиллитов, перекрытый пачкой яшм и известняков. Разрез венчается континентальными пестроцветными песчаниками и аргиллитами. На западе эти слои переходят в песчаники зоны Фалеме. На юге, по направлению к Нигерийской впадине разрез становится более монотонным. Он образован преимущественно песчаниками, перекрытыми рыхлыми песчаниками с прослоями яшм и глинистых сланцев. В одном случае (южнее антиклинали Афоле-Дукер) в этой толще зафиксирован горизонт тиллитов. Близкий состав верхнерифейских субплатформенных отложений установлен на юге Эбурнейско-Регибатского кратона — в Того, Гане, Нигерии. Из трех последних районов преддокембрийские тиллиты установлены только во впадине Ганы.

В ряде районов кратона с осадочными породами позднего докембрия ассоциируют вулканиты. Позднерифейские риолиты установлены вдоль северной окраины Регибатского массива, в Гвинейской впадине.

К востоку от Эбурнейско-Регибатского кратона сходный разрез описан в Ахаггаре. Он начинается толщей красноцветных конгломератов и риолитов нигрития, сменяющихся вверх риолитами, илгнбритами, аркозовыми песчаниками и известняками серии Тагенгант. Эти серии сопоставляются с серией Варзат Антиатласа. С перерывом и несогласием (датированным 750 млн. лет) на этих образованиях залегают песчано-глинистые отложения, параллельные с нижним адуду. Разрез венчается тиллитами, несогласно лежащими на более древние горизонты. Эта фаза складчатости (620—600 млн. лет) сопоставляется с катангской Центральной Африки.

Первая фаза (800—700 млн. лет), кроме Антиатласа и Ахаггара, известна во впадине Тауденни, где она дислоцировала известняково-песчаные отложения, эквивалентные нижнему

адуду Антиатласа. Вторая проявилась в Западной Африке более широко, но, в целом, в очень ослабленной форме. В одних случаях в платформенных и субплатформенных карбонатно-терригенных отложениях позднего рифея возникли простые, часто прерывистые складки, в других эти движения обусловили только поднятия и размыв. Эта предтиллитовая фаза устанавливается на севере Нигерии (слабый метаморфизм с возрастом 600 млн. лет), в Гвинейской впадине, во впадинах Ганы (650—620 млн. лет) и Тауденни (около 650 млн. лет). За этими движениями в большинстве областей Западной Африки, лежащих к югу от Антиатласа, последовала эпоха накопления тиллитов. Они установлены в разрезах Ахаггара, Тауденни, Гвинейской и Ганской впадин.

В двух последних впадинах формирование тиллитов докембрия завершилось еще одной фазой тектонических движений, датируемой 580 млн. лет.

С поздним рифеем в Западной Африке связаны также процессы омоложения, затронувшего допозднерифейские образования в ряде районов Эбурнейско-Регибатского кратона и особенно широко проявившегося в Транссахарском поясе — около меридиональной зоны, протягивающейся от Нигерии на юге до Ахаггара на севере. По мнению А. И. Тугаринова (1967) и Божко (1969), поддерживаемому В. Е. Хаином, этот пояс ограничивался на западе Атакоро-Угартской зоной, а на востоке — западными конголидами. И первая и вторые были внешними миогеосинклиналими, обрамлявшими весьма проблематичную (даже с точки зрения сторонников этой идеи) внутреннюю зону, которая могла представлять «чередование глыб типа срединных массивов или ядер крупных антиклинорий и эвгеосинклиальных прогибов, осадки которых претерпели достаточно глубокий метаморфизм» (Хаин, 1971, стр. 485). Развитие этой геосинклинали завершилось в конце байкальского этапа. Однако такая трактовка позднерифейского тектонического режима этой области вызывает серьезные сомнения. Учитывая отсутствие в ее пределах собственно геосинклинальных (и тем более — эвгеосинклинальных) образований позднего рифея и региональное проявление в ее пределах процессов омоложения (Тектоника Африки, 1973), по-видимому, уместно вернуться к представлениям С. Е. Колотухиной (1964, а, б) и Рокки (G. Rocci, 1964—1965) и рассматривать Транссахарский пояс не как байкальскую геосинклинали, а как зону глыбовых движений, обусловленных глубоким раскалыванием коры и ее прогреванием.

Этот вывод находит подтверждение в деталях структурных исследованиях Гранта (Grant, 1967, 1969), который показал, что фундамент в пределах Ганы, Того, Дагомеи и Нигерии образован древними, испытавшими предкембрийское омоложение породами. Позднерифейские образования известны лишь на западе Транссахарской зоны, где они представлены геосин-

клинальными толщами, а осадками платформенного и субплатформенного генезиса.

Таким образом, в целом поздний рифей в Западной Африке был временем относительно спокойного развития. Тектонический режим этой обширной области был близок к платформенному или квазиплатформенному, отличаясь от собственно платформенного несколько повышенной подвижностью и проницаемостью земной коры. В результате в отдельных районах отложения платформенного чехла содержат пласти кислых эффузивов, в других наблюдается резкое увеличение их мощности, что сближает такие изолированные прогибы с миогеосинклиналями, а в-третьих, они испытали слабую складчатость, как правило, прерывистую.

В отличие от Западной Африки в центральных и особенно в южных областях континента поздний рифей был преимущественно временем геосинклинального развития. Наиболее крупный пояс — Дамара-Катангский наследовал северо-восточное простираение ранне-среднерифейских складчатых зон и в целом располагался примерно на месте Ирумид, протягиваясь от современной Замбии на северо-востоке до юга Анголы и севера Намибии на юго-западе (рис. 5).

Наиболее полный разрез в пределах этой геосинклинали известен на юго-востоке Заира, в Катанге. Низы разреза образованы здесь глинистыми сланцами, песчаниками, аркозами, кремневыми доломитами и известняками группы Роан. Выше с несогласием лежат черные ленточные глины, доломитизированные сланцы, аркозовые песчаники и валунные глины (тиллит) Мвашия, сменяющиеся вверх по разрезу «большим конгломератом» — ледниковыми и перигляциальными отложениями, перекрытыми глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, песчанистыми известняками, известняками, доломитами и конгломератами нижнего кунделунгу. Формирование этой серии было прервано луфилийской фазой складчатости (725 млн. лет), за которой последовало накопление отложений верхнего кунделунгу: глинистых, известковистых и кремнистых сланцев, кремней, известняков, аркозовых песчаников и конгломератов.

Рассматриваемая серия осадков была дислоцирована в фазу кунделунгу (620 ± 20 млн. лет).

Сходный с катангским разрез установлен в медном поясе Замбии. В других районах Замбии группа Роан представлена несогласно залегающими на образованиях Мувской серии базальными конгломератами, песчаниками, глинистыми и доломитизированными сланцами, перекрытыми массивными известняками. Над ними залегают, иногда с несогласием, песчаники и ленточные глины Мвашия. В долине Кафуэ низы группы Роан сложены ленточными глинами и кварцитами, основными лавами и тиллитами, перекрытыми мощной пачкой песчаников и гли-

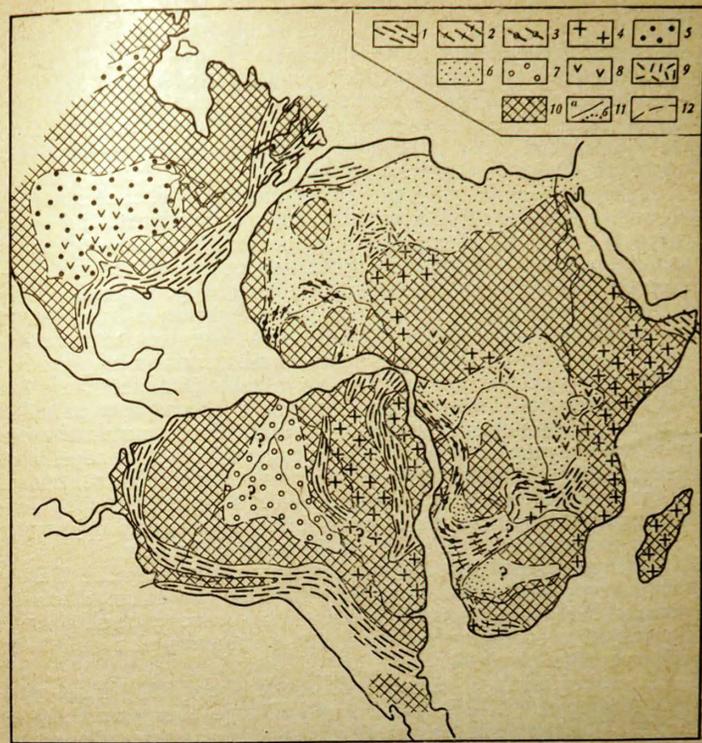


Рис. 5. Палеотектоническая схема для позднего рифея (1000—570 млн. лет)

1—2 — складчатые пояса, завершившие развитие: 1 — в позднем рифее, 2 — в кембрии; 3 — складки платформенного чехла; 4—7 — платформенные отложения: 5 — древнее 800 млн. лет, 6 — сформировавшиеся в течение всего позднего рифея, 7 — эокембрийские (вендские); 8 — основные вулканы; 9 — кислые вулканы; 10 — стабильные массивы; 11, 12 — границы: 11 — складчатых поясов (а) и предполагаемые (б), 12 — платформенных структур

нистых сланцев. Верхний Роан несколько южнее образован доломитами. Эти образования интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитов, сиенитов и габбро. На северо-востоке Замбии верхний рифей представлен почти не дислоцированной толщей косослоистых песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов.

В Южной Родезии с нижним Роаном сопоставляются вулканы Деверас — мощные миндалекаменные базальтоиды с базальным конгломератом в основании. Эквивалентом верхнего

Роана, по-видимому, являются отложения системы Ломаунди, — несогласно лежащие на нижнем Роане конгломераты, песчаники, доломиты, глинистые сланцы. В этой толще установлены следы оледенения в виде ленточных глин. Эти образования испытали интенсивную складчатость и прорваны гранитами. На юго-востоке Родезии они замещаются неметаморфизованными песчано-глинистыми породами.

Далее к юго-западу катангиды установлены условно в изолированных выходах. В Ботсване к ним предположительно относятся вулканогенные образования, перекрывающие образования гряды Ганзы, собранные в складки северо-восточных румбов. На юге Анголы и севере Намибии по простиранию этих выходов расположена дамарская часть Катангско-Дамарского пояса. Позднерифейские образования, по-видимому, накапливались здесь в двух прогибах: миогеосинклинальном и расположенном южнее эвгеосинклинальном. Миогеосинклинальные отложения представлены на юге Анголы и в северных районах Намибии песчаниками системы Бембе. Эвгеосинклинальные образования обрамляют миогеосинклинальные. В прибрежном Каоковелде они имеют юго-юго-восточное простирание, постепенно меняющееся на северо-восточное в поясе Дамара. Последний протягивается на северо-восток параллельно ирумидам в направлении катангид Южной Родезии и Замбии.

Идентификация и сопоставление отдельных разрезов Намибии, датируемых верхним рифеем, до сих пор очень противоречивы. К верхам позднего докембрия относятся разные толщи, причем их относительное положение в сводном разрезе также трактуется по-разному.

В соответствии с данными А. Дю Тойта (1957) и сводкой под редакцией Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре (Тектоника Африки, 1973), дамарский разрез юга Намибии начинается мощной грубообломочной толщей Стинкфонтейн, содержащей пласты основных лав, агломератов и туфов. Вулканиты Стинкфонтейна сопоставляются с дайковым комплексом Рихтерсвелда и возраст всей толщи определяется моложе 900 млн. лет. Осадочно-вулканогенные образования Стинкфонтейна перекрыты с несогласием породами свиты Кайгас, представленной преимущественно карбонатными отложениями, которым подчинены конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и тиллиты. Выше залегают тиллиты с подчиненными прослоями аркозов и известняков формации Нумис. Они сменяются залегающими согласно отложениями системы Нама — кварцитами, глинистыми сланцами и известняками. Эти породы, дислоцированные совместно с подстилающими толщами, относятся к кембрию.

Разрез южной Намибии хорошо коррелируется с донамским разрезом центральных районов этой страны, предложенным сотрудниками Геологической службой ЮАР (Haughton, 1963). С толщей Стинкфонтейн сопоставляется песчано-вулканоген-

ная свита Хундскопф, а слоям Кайгас и Нумис отвечают образования системы Дамара: базальный тиллит, мраморы Отави и кристаллические сланцы Хомас. В верхах разреза условно помещаются терригенно-вулканогенные образования формации Цумис, однако не исключено, что последняя должна коррелироваться со свитами Стинкфонтейн и Хундскопф.

На севере Намибии с системой Дамара сравнивается система Отави, сложенная базальным конгломератом, местами замещающимся ледниковыми валунными отложениями и мощной толщей доломитов.

К югу от р. Оранжевой пояс Дамара смыкается с позднерифейским поясом Капской провинции. Как уже отмечалось, не исключено, что эта геосинклиналь могла заложиться раньше Дамара-Катангского пояса (в среднем рифее) и развивалась непрерывно до начала кембрия. Некоторая неопределенность датировки образований серии Малмсбери допускает также возможность отнесения их к позднему рифею. В этом случае пояс Малмсбери-Канго должен был заложиться в позднем рифее и завершить свое развитие в кембрии, после накопления конгломератов, песчаников и глинистых сланцев Клипхейвел. Эти слои залегают с резким несогласием на образованиях Малмсбери и прорывающих их капских гранитах, возраст которых определен в интервале 620—550 млн. лет.

В целом Дамара-Катангская геосинклиналь испытала за поздний рифей значительные опускания. Их суммарная амплитуда оценивается в Катанге в 6—8 км, достигая в Намибии 10—11 км. Образования, участвующие в строении пояса, испытали интенсивную складчатость, но местами, в краевых зонах, дислоцированы очень слабо.

В Катанге и Замбии установлены две фазы позднерифейской складчатости. Предварительная (луфилийская) датируется 725 млн. лет, основная — собственно катангская (фаза кунделунгу) — 650—620 млн. лет. Позднерифейская складчатость сформировала здесь сложную дугообразную структуру, в пределах которой простирание складок постепенно изменяется от северо-восточного до северо-западного, а степень метаморфизма увеличивается с севера на юг. В Ботсване, Намибии и, по-видимому, Капской провинции фазы, синхронной луфилийской, достоверно не установлено, а дамарская фаза, очевидно, несколько моложе катангской (615—510 млн. лет). В результате этой складчатости, заключительные этапы которой падают на кембрийский период, в центральных районах Намибии и Ботсване были образованы структуры северо-восточного простирания. В Северной Намибии по мере приближения к берегу Атлантического океана ориентировка складок постепенно изменяется от широтной до северо-западной. В Капской провинции дамарский орогенез смял позднерифейские образования в складки северо-западного и околосредиронального простирания, по-

степенно меняющиеся на юго-западе провинции до субиротного.

Кроме перечисленных позднерифейских складчатых зон на западе Центральной Африки, в Народной Республике Конго, Заире и Анголе, обычно выделяется еще один пояс катангид.

Как отмечалось, в этой узкой субмеридиональной зоне катангский седиментационный цикл начался 1200 млн. лет назад, т. е. несколько раньше, чем в позднерифейских геосинклиналях Центральной и Южной Африки. В течение 600 млн. лет здесь накопилась толща карбонатно-терригенных осадков (конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки, доломиты), содержащая две крупные пачки тиллитов. Нижний тиллит прослеен горизонтами золотых песков, а на территории Народной Республики Конго и Заира с ним ассоциируют базальтовые лавы. В верхнем тиллите наряду с несложными пестроцветными валунными аргиллитами описаны ленточные глины и прослои морских отложений. В последнее время ледниковый генезис образований Нижнего и Верхнего тиллита оспаривается рядом исследователей, которые считают их отложениями грязевых потоков.

Верхний тиллит (или тиллоид) перекрывается пачкой известняков и глинистых доломитов, над которыми с несогласием залегают терригенные породы серий Мпиока и Инкизи: конгломераты, косослоистые песчаники, аркозы, аргиллиты.

Образования среднего и верхнего рифея в пределах Народной Республики Конго, Заира и Анголы испытали две фазы складчатости. Первая датируется 740 млн. лет и соответствует луфийской складчатости, вторая (пост-Инкизи) синхронна фазе кунделунгу Катанги (620—615 млн. лет). Последняя сопровождалась внедрением мелких тел синтетектонических гранитов и пегматитов.

Сравнение отложений Западноконголезской зоны с одновозрастными геосинклинальными образованиями Дамара-Катангского пояса свидетельствует о несовместимости их позднерифейских тектонических режимов.

Во-первых, в отличие от собственно геосинклинальных образований, мощность которых достигает 10—11 км, поздне-средне-рифейские отложения запада Центральной Африки имеют относительно небольшую мощность (4—5 км). Эта разница будет еще значительнее, если сравнить абсолютную продолжительность седиментационных циклов (600 млн. лет в Народной Республике Конго, Заире и Анголе и 330—450 млн. лет в Дамара-Катангском поясе). Во-вторых, образования этих областей представлены различными генетическими типами. В геосинклинальном разрезе большую роль играют основные вулканы и морские осадки, тогда как в прогибе Западной Африки разрез в значительной мере сложен континентальными отложениями, а вулканы развиты спорадически и имеют подчиненное положение.

Все указанные признаки сближают средне-позднерифейские толщи Народной Республики Конго, Заира и Анголы с платформенными отложениями. По-видимому, будет правильнее отнести катангиды запада Центральной Африки не к числу геосинклинальных поясов, а рассматривать их как дислоцированные платформенные образования. Этот вывод подтверждается очень большим сходством разрезов, описанных в пределах пояса платформенных дислокаций и расположенной непосредственно восточнее его обширной синеклизы Конго, выполненной нескладчатыми отложениями позднего докембрия.

Платформенный чехол синеклизы Конго в центральных районах Заира образован двумя свитами: нижней — сланцево-песчанистой и верхней — сланцево-известняково-доломитовой. В Габоне и Камеруне эти отложения замещаются конгломератами, аркозами, песчаниками, глинистыми сланцами и доломитами с пластами базальтов, туфов и яшм. В Центральноафриканской республике, Народной Республике Конго и Уганде в составе чехла наряду с карбонатно-терригенными отложениями присутствуют тиллиты, а в Центральноафриканской республике, в Уганде, Кении и Танзании песчано-глинистые отложения чехла прослеены потоками риолитов и базальтов.

Позднерифейская (послегренильская) структура восточной окраины Северной Америки в настоящее время практически неизвестна. Согласно весьма проблематичной реконструкции В. Е. Ханна (1971), в конце позднего докембрия вдоль восточного края современного континента существовала Аппалачская геосинклиналь, протягивавшаяся от восточной половины острова Ньюфаундленд через Нью-Брунсуик, Новую Шотландию, штаты Мэн и Нью-Гэмпшир к прибрежным равнинам Виргинии, Северной и Южной Каролины и Джорджии. Здесь пояс, по-видимому, поворачивал на восток, соединяясь с интракратонной эвгеосинклиналью Вичита.

Радиологические данные достаточно надежно свидетельствуют о том, что позднерифейский Аппалачский пояс заложился на складчатом гренильском основании. По данным Калпа и Эккельмана (1963), Лонга (1963) и Тилтона, Везерилла, Дэвиса (1963), гренильские возрасты (1200—1000 млн. лет) были получены для гнейсов Аппалачей и гнейсов, развитых у Балтимора и Филадельфии. Эта концепция была поддержана Энгелем (Engel, 1963), считавшим, что Аппалачский пояс заложился около 800 млн. лет назад на гренильском основании.

По мнению Роджерса (Rodgers, 1952), в Аппалачской геосинклинали устанавливаются две эпохи позднерифейской складчатости: 800 и 600 млн. лет. Однако А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич, не отрицая в принципе возможности проявления в Аппалачах позднерифейской складчатости, отметили недостаточную представительность данных, использованных Роджерсом. В какой-то степени с выводом Роджерса перекликаются данные

П. М. Харлея (1963), согласно которым на Ньюфаундленде и в Новой Шотландии существуют граниты (500 ± 20 млн. лет), внедрившиеся до максимального развития среднекембрийской складчатости. Близкий возраст ($615 - 525$ млн. лет) был получен Дэвисом и Тилтоном (Davis et al., 1965) для метасадочных пород серии Гленарм Мериленда и прорывающих их интрузивов.

Не исключено, что Аппалачская геосинклиналь, заложившись в позднем рифее, пережила длительное полициклическое развитие. Оно могло прерываться отдельными фазами складчатости, как позднекембрийскими, так и относящимися к самому началу фанерозоя (среднекембрийская — салаирская фаза), но ни одна из них не привела к отмиранию геосинклинального режима. Замыкание геосинклинали произошло позднее — на ее северо-восточном фланге (в Канаде) на каледонском этапе, и на южном в герцинском.

Судя по косвенным данным, в центральной части пояса (между современным Ньюфаундлендом и штатом Джорджия) в позднем рифее накапливались терригенные отложения и происходили излияния основных лав. В эвгеосинклинали Вичита одновременно формировалась мощная терригенно-вулканогенная серия (граувакки, базальты и в заключении цикла риолиты).

Более определенные данные имеются для позднего рифея Южной Америки. По материалам Кордани, Амаралья и Кавашиты (Cordani et al., 1972), на северо-востоке континента выделяются следующие позднерифейские орогенические пояса: 1) Карирский, расположенный к северо-западу от Ресифи; 2) Рибейра, вытянутый вдоль Атлантического побережья от мыса Балея на севере до Монтевидео на юге; 3) Парагвай-Арагуая, обрамляющий с запада Бразильский щит и прослеживаемый от города Императрис на севере до границы с Парагваем на юге; 4) Бразилия, ограничивающийся с запада кратон Сан-Франсиску и соединяющий пояса Рибейра и Парагвай-Арагуая.

В приведенном перечислении под названием «орогенический пояс» объединены тектонические структуры двух различных типов: позднерифейские геосинклинали и зоны интенсивно проявившейся предкембрийской гранитизации, затронувшей допозднерифейские образования.

К числу первых, по-видимому, относятся только Карирская зона, зона Бразилия и частично пояс Рибейра (в границах штатов Минас-Жериас, Сан-Паулу и Парана). Все они в целом образуют крупную меридиональную геосинклиналь, прослеживаемую от северо-восточного побережья Бразилии между Сан-Луисом и Ресифи на севере и штатом Парана на юге.

Разрез позднего рифея наиболее полно изучен в штате Минас-Жериас. По данным ди Оливейра (1959), скорректированным материалами сводки Тугаринова и Войткевича (1970), позднерифейские образования залегают здесь с резким несогласием на среднекембрийских породах серии Минас. Они представлены

в основании косослестыми кварцитами, конгломератами и филлитами Итаколуми. Эти миогеосинклинальные отложения прослеживаются в узкой полосе, протягивающейся на север через штаты Минас-Жериас и Баия.

После накопления терригенных пород Итаколуми последовали массовые внедрения гранитов Итабира (500 ± 100 млн. лет), за которыми началось накопление грубообломочных отложений серии Лаврас, содержащих пачки тиллитов (или тиллоидов?). Разрез венчается существенно карбонатной (или карбонатно-терригенной) серией Бамбуи, возраст которой определяется изохроной 570 млн. лет.

На севере геосинклинали (в Карирской зоне) поздний рифей представлен толщей слюдяных сланцев, гнейсов и кварцитов. Как и на юге пояса эти образования испытали интенсивную предкембрийскую гранитизацию (600 млн. лет).

В пределах всей геосинклинали выплавление гранитов из древнего субстрата сопровождалось интенсивной складчатостью, по-видимому, предшествовавшей накоплению пород серии Бамбуи. На юге она сформировала складки северо-восточного и меридионального простираний, в Карирской зоне — северо-восточного и околоширотного. Эта складчатость обусловила значительное ослабление тектонической активности, и породы Бамбуи можно рассматривать как образования платформенного чехла. Это предположение подтверждается широким распространением их за границы позднерифейской геосинклинали, в пределы кратона Сан-Франсиску.

Другие позднерифейские орогенные пояса Бразилии (Парагвай-Арагуая, северная часть пояса Рибейра) представляли собой внутрикратонные зоны с широко проявленной предкембрийской гранитной интрузией, вызвавшей омоложение радиометрического возраста среднекембрийского фундамента. Оснований рассматривать их как позднерифейские геосинклинали нет, поскольку ни в одном, ни в другом до сих пор не установлены осадочные породы, синхронные позднекембрийским толщам Карирско-Паранской геосинклинали.

В первую очередь это относится к «геосинклинали» Эспиньясу, намеченной Барбосой (Barbosa, 1954) вдоль Атлантического побережья к югу от Салвадора и вслед за ним выделенной В. Е. Хаиным (1971). Многочисленные определения абсолютного возраста, проведенные в этой зоне, дали датировки в интервале 2250—1900 млн. лет, соседствующие с юными возрастными, близкими к 650—600 млн. лет. Последние четко связаны с гранитами, образовавшимися в предкембрийское время в результате переплавления древнего субстрата.

Намеченная реконструкция позднерифейских тектонических зон Южной Америки близка к показанной на «Карте тектоники докембрия континентов» (1972). Кроме Карирско-Паранской геосинклинали и постгеосинклинального платформенного чехла,

развитого в позднерифейской складчатой зоне и на кратоне Сан-Франсиску, на этой карте выделена крупная синеклиза, выполненная терригенными отложениями венда, располагавшаяся в современном бассейне среднего и нижнего течения Амазонки.

Сопоставление. В заключение сравним палеотектонические схемы позднего рифея Африки, Южной и Северной Америки, сдвинув эти континенты так, как это делают сторонники гипотезы дрейфа. Таким путем мы сможем оценить степень взаимосвязанности геоструктур, расположенных в противоположных областях этих материков. В первую очередь рассмотрим сближенные Африку и Южную Америку, поскольку именно по этим материкам такого рода связи устанавливаются (или проklamируются) наиболее уверенно и однозначно.

Если обратиться снова к рис. 5, то на первый взгляд создается впечатление относительно неплохой согласованности позднерифейских структурно-тектонических зон Африки и Южной Америки. Эбурнейско-Регибатскому кратону более или менее отвечает Гвианский щит, Карирско-Паранская геосинклиналь может иметь своим продолжением в Африке как зону складок платформенного чехла Ганы и Транссахарскую зону позднерифейского омоложения, так и пояс платформенных дислокаций Народной Республики Конго, Заира и Анголы. Наконец, южное окончание Карирско-Паранской геосинклинали с некоторой натяжкой можно соединить с Дамара-Катангским складчатым поясом Африки. Попробуем проверить, насколько это первое впечатление соответствует действительности.

Юг Эбурнейско-Регибатского кратона действительно противостоит Гвианскому и западной части Бразильского щитов, однако этим «признаком» исчерпываются доказательства их геолого-тектонической общности. На юге Эбурнейско-Регибатского кратона в течение позднего рифея формировались терригенно-карбонатные платформенные и субплатформенные отложения, местами испытавшие складчатость в предкембрийское время. Эти отложения не имеют аналогов в Южной Америке, поскольку и Гвианский и Бразильский щиты в течение всего позднего рифея были областями устойчивого поднятия. Отложения Амазонской синеклизы вряд ли можно протянуть к Гвинейской или Ганской впадинам Африки, поскольку отложения этих впадин резко разновозрастны (позднерифейские в Африке и вендские в Южной Америке) и различаются литологически (карбонатно-терригенные морские и континентальные в Африке и терригенные в Южной Америке).

Так же трудно протянуть Карирско-Паранскую миогеосинклиналь к зонам платформенных дислокаций Ганы или Народной Республики Конго, Заира и Анголы, поскольку история развития этих областей в позднем рифее имеет мало общего. Искусственность подобного объединения отчетливо видна при сравнении формационных рядов, магматизма, характера и возраста склад-

чатости. В Карирско-Паранской миогеосинклинале позднерифейские отложения представлены терригенной формацией, тогда как в Африке наряду с ней выделяются карбонатно-терригенная, вулканогенно-терригенная и карбонатная. В Южной Америке широко проявился гранитоидный магматизм (600—500 млн. лет), практически отсутствующий в Африке. Толщи, выполняющие Карирско-Паранскую миогеосинклиналь, испытали напряженную предкембрийскую складчатость (около 570 млн. лет), хронологически и морфологически не соответствующую более ранним дислокациям платформенных отложений Ганы, Конго, Заира и Анголы (740 и 620 млн. лет).

Кажется сомнительной и возможность продолжения Карирско-Паранской миогеосинклинали в Транссахарскую позднерифейскую зону омоложения. Во-первых, это опять же связано с резким несоответствием тектонических режимов этих областей, поскольку при переходе из Южной Америки в Африку мы попадаем из зоны геосинклинального накопления и интенсивной складчатости в активизированную зону глыбовых поднятий. Во-вторых, это заключение подкрепляется отсутствием непосредственной связи между миогеосинклиналью Южной Америки и омоложенными Транссахарскими структурами. Последние появляются только в 500—700 км к северу от побережья Гвинейского залива.

Не менее отчетливы различия платформенных образований Восточной Бразилии и Центральной Африки. Первое и самое существенное заключается в резком несоответствии возраста их платформенных чехлов. В то время как в Африке накопление платформенных отложений началось в среднем рифее (около 1200 млн. лет) и продолжалось с незначительными перерывами до венда (650—620 млн. лет), в Южной Америке оно датируется вендом. Таким образом, временной разрыв примерно соответствует абсолютной продолжительности всего фанерозоя. Второе относится к литологическому составу платформенных накоплений. В Южной Америке платформенный чехол сложен карбонатно-терригенными отложениями, в Африке же наряду с ними в платформенных разрезах наблюдаются кислые и основные вулканы. Наконец, третье различие касается кратонных массивов, испытывавших в позднем рифее устойчивые поднятия. На Южноамериканском континенте такие массивы (Приатлантический кратон и кратон Сан-Франсиску) в предкембрийское время пережили широко проявившееся омоложение в результате переплавления образований субстрата. В Африке аналогичные раннедокембрийские образования, слагающие прибрежных массив, лежащих напротив Приатлантического Южной Америки, почти не несут следов позднерифейского омоложения.

Большое несоответствие отмечается также при сопоставлении южного отрезка Карирско-Паранской геосинклинали и Дамара-Катангского пояса.

Оно проявляется в различии геосинклинальных формаций, мощностей отложений, времени складчатости. Верхний рифей Карирско-Паранского пояса представлен образованиями одной формации — терригенной, в Африке же формационный ряд включает кроме нее вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные члены. Мощность этих толщ в пределах двух континентов несопоставима: 10—11 км в Африке, против 2—4 и 0,5 км в Южной Америке. Эти области различаются и по времени заключительной складчатости: более древнему, предкембрийскому в Карирско-Паранской миогеосинклинали и относительно молодому, уже кембрийскому в Дамарской эвгеосинклинали.

В то же время два обстоятельства как будто несколько сближают позднерифейское развитие этих зон. Во-первых, и там и здесь более или менее синхронно проявился предкембрийский гранитоидный магматизм (в интервале 620—550 млн. лет). Во-вторых, в обеих зонах в разрезе позднего рифея известны тиллиты (или тиллоиды). Эти обстоятельства, однако, вряд ли могут однозначно свидетельствовать о былой общности Дамара-Катангского и Карирско-Паранского поясов. Гранитоидный магматизм в пределах первого локализуется на юге (в том числе в Капской провинции), т. е. в районах, наиболее удаленных от Карирско-Паранской миогеосинклинали, и исчезает по мере приближения к ней. Развитие же на противоположных участках обоих континентов одновозрастных тиллитов (тиллоидов) вообще нельзя принять в качестве свидетельства их прошлой сближенности. Этот вывод не зависит от того, примем ли мы для этих образований ледниковый генезис, или будем считать их отложениями грязевых потоков (см. главу 6).

Как будет показано, при первом варианте мы получаем не столько доказательства реальности Пангеи, сколько очень серьезные основания для отрицания ее былого существования. Второй вариант позволяет говорить лишь о наличии участков горного рельефа в границах позднерифейских Южной Америки и Африки. Прошлую общность этих континентов с помощью этого признака можно доказывать столь же успешно, как и сближенность Тянь-Шаня и, например, Камчатки, поскольку и там и тут известны современные селевые отложения.

Таким образом, из общей мозаичной картины, основанной в каждом конкретном случае на разных признаках, в целом вырисовывается достаточно однозначная закономерность. Она заключается в том, что современные границы континентов при экстраполяции их в поздний рифей каждый раз оказываются рубежами, разделяющими развивавшиеся по-разному области Южной Америки и Африки, ныне противоположащие друг другу, а в прошлом, как допускается гипотезой дрейфа, сближенные. Около этой границы практически неизбежно меняется характер тектонических режимов, ареалы и время проявления магматизма, а также состав его продуктов, возраст и морфология складчатости,

время заложения и развития складчатых поясов. К этой же границе приурочены существенные возрастные и литологические различия платформенных чехлов.

Здесь уместно вспомнить заключение В. Е. Хаина, который писал, что «...вообще наблюдается поразительный параллелизм в истории развития позднепротерозойских (позднерифейских.— Е. Р.) геосинклиналей востока Южной Америки и Запада Африки, в частности, в отношении последовательности формаций. Цикл Минас хорошо соответствует кибарскому, а бразильский цикл — катангскому в Экваториальной Африке» (1971, стр. 266—267). Из изложенного мною ранее следует, что это заключение вряд ли нуждается в дополнительных комментариях. Единственное, что следует напомнить в связи с ним, касается датировки образований серии Минас. Они относятся не к среднему рифею, а к среднему докембрию.

Менее определенные выводы могут быть получены при сближении позднерифейской Африки и Северной Америки, что обусловлено, с одной стороны, отсутствием однозначно интерпретируемых данных по структуре и истории развития послегренвилевского пояса Аппалачей, а с другой,— параллельностью позднерифейских поясов Северной Америки и Африки современным краевым зонам этих континентов. Насколько можно судить, позднерифейский разрез Антиатласа имеет мало общего с одновозрастным разрезом Аппалачского пояса. Он начинается моласой, с которой ассоциируют кислые вулканы. Она сменяется образованиями карбонатной формации. Выше идет терригенная существовавшая континентальная толща. Разрез венчается новой известняковой формацией. В отличие от этого, в Аппалачах поздний рифей, по-видимому, был представлен другим набором формаций. В нем выделяются только два члена: вулканогенно-терригенный (с основными эффузивами) и терригенный. Кислые вулканы Антиатласа, так же как и основные эффузии Аппалачей, не переходят через современные границы континентов.

Второе отличие относится ко времени проявления и характеру тектонических движений, завершивших байкальский цикл этих двух областей. В Антиатласе они произошли на границе рифея и кембрия (570 млн. лет) и обусловили слабое поднятие страны, не сопровождаясь сколько-нибудь заметной дислокацией позднерифейских образований. В Аппалачском поясе складчатость произошла в среднем кембрии (акадская фаза), сопровождалась внедрением гранитов и была достаточно напряженной.

На реконструкции Булларда участок позднерифейского Аппалачского пояса, расположенный к югу от современного штата Мэн, лежит против северной части Эбурнейско-Регибатского кратона.

Таким образом, эвгеосинклинальным образованиям Пидмонта в Африке противопоставят либо платформенные терригенно-карбонатные отложения, местами с пластами кислых лав, либо

области, испытывавшие устойчивое поднятие в течение всего позднего рифея.

Из сказанного следует однозначный вывод: палеотектонические реконструкции для позднего рифея не дают мало-мальски надежных свидетельств, указывающих на существование в это время Пангеи. Подавляющее большинство рассмотренных признаков говорят не о былой слитности современных континентов, а недвусмысленно об отсутствии таких древних связей. Правда, другие признаки, такие, как распространение тиллитов (тиллоидов) и в отдельных случаях некоторое совпадение простираций разновозрастных структур, как будто бы позволяют реконструировать Пангею. Не рассматривая здесь представительность этих «признаков» (это будет сделано позже), отметим только, что число их несравненно меньше тех, которые указывают на нереальность Пангеи, так же как намного меньше тех, на основании которых можно сблизить разновозрастные и однорежимные структуры различных континентов (например, каледониды Центральной Азии и Северной Европы или герциниды Аппалачей и Восточной Австралии).

При решении рассматриваемой проблемы основным обстоятельством, определяющим отрицательное отношение к мобилистским реконструкциям, является то, что именно к зоне соединения континентов (т. е. к их современным границам) раз за разом оказываются приуроченными существеннейшие изменения палеотектонических режимов и палеогеографической обстановки. Эти изменения носят резко выраженный систематический характер.

Заканчивая обзор соотношения докембрийских структур Африки, Северной и Южной Америки, приходится сделать вывод, что утверждения сторонников гипотезы дрейфа континентов о твердой уверенности, вселяемой в них новейшими детальными исследованиями докембрия этих континентов, по меньшей мере преждевременны.

О ЗНАЧЕНИИ ПРОСТИРАНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И СКЛАДОВ В ИХ ПРЕДЕЛАХ ДЛЯ МОБИЛИСТСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В предшествующей главе, прослеживая возможные (или, что случалось чаще, невозможные) продолжения складчатых поясов одних континентов в пределы других, сознательно игнорировались некоторые, иногда весьма резкие различия и их простираций и ориентировки складок внутри этих геоструктур. Такой подход к этому «признаку», занимающему не последнее место в системе доказательств гипотезы дрейфа, обусловлен двумя причинами.

Во-первых, как уже говорилось, известны заведомо единые складчатые пояса, испытывающие резкие изменения своего простираения. Известны также отдельные зоны в границах таких поясов, характеризующиеся значительными отклонениями ориентировки складок от общего простираения пояса. Первый случай может быть проиллюстрирован соотношением Ирумид Намибии с поясом Малмсбери-Канго, где наблюдается изменение простираения складчатой системы от северо-восточного, через меридиональное, к юго-восточному. Такой же крутой поворот наблюдается в позднерифейской зоне платформенных дислокаций, протягивающейся из Народной Республики Конго, Заира и северной Анголы в северную Намибию. Его ориентировка изменяется от северо-северо-восточной, через меридиональную, юго-юго-восточную и широтную до северо-восточной. Наконец, вспомним, насколько прихотливые очертания имеет Альпийский пояс Европы, испытывающий неоднократные и очень резкие изгибы. Примером второго случая могут быть катангиды Замбии, складки в которых на расстоянии в 350—400 км меняют свое простираение от широтного к северо-восточному, а затем к северо-западному.

Приведенные примеры показывают, что простираение мобильных поясов и, тем более, ориентировка внутри них складок — очень ненадежные критерии, которые, если и могут использоваться при палеотектонических реконструкциях, то всегда в последнюю очередь и с очень большой осторожностью. Действительно, основываясь на этих данных, можно отнести области, некогда входившие в единую тектоническую зону, характеризовавшуюся общим режимом и однотипной последовательностью событий, к двум разным, не связанным друг с другом поясам. Но те же данные не налагают запрета и на прямо противоположную трактовку, в результате чего можно соединять в непрерывные пояса не только те области, которые в прошлом действи-

тельно в такие пояса входили, но и любые, даже совершенно разнородные геоструктуры.

Можно показать, что опасность такого рода реконструкций вполне реальна. Примером могли бы служить и те построения, которые предлагают нам сторонники гипотезы дрейфа, часто использующие из обширного геологического материала только данные об ориентировке структур, например, статья Холи, Аламейды, Мелчера и других (Hurlley et al., 1967) и уже упоминавшаяся работа П. Холи и Дж. Ренда (1969). Однако для большей объективности отвлечемся от этих построений и попробуем продемонстрировать те неограниченные возможности, которые предоставляет нам некритическое манипулирование простирающимися разновозрастными структурами, другим путем. Возьмем для этого материал, показанный на «Карте тектоники докембрия континентов» (1974) и положим его на различные подгонки материков по сходящимся очертаниям их краевых зон. Эта операция будет повторением, правда, на другом материале, приема, использованного А. Войси (Voisey, 1959), который, соединив восточными побережьями Северную Америку и Австралию, обнаружил не только удовлетворительное совпадение береговых линий, но и поразительное сходство разрезов, геоморфологии, палеонтологии и тектонических событий в пределах палеозойских этих материков.

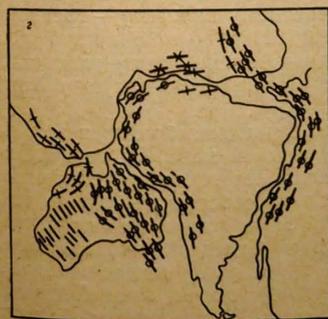
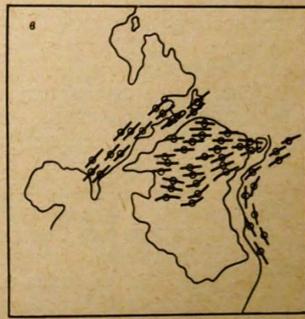
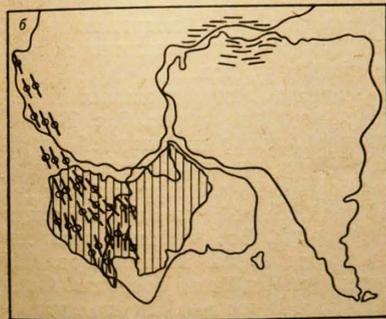
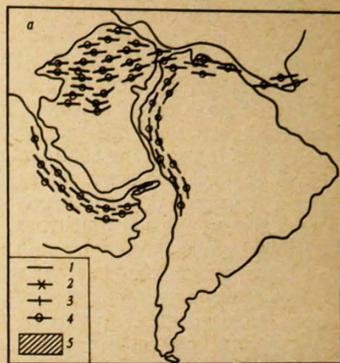
Если сопоставить таким же путем докембрийский фундамент континентов, выделив в нем складчатые пояса различного возраста, — ранне-, средне- и позднедокембрийского¹, то, можно получить раз за разом повторяющиеся совпадения складчатых поясов (по возрасту и простираанию).

На рис. 6, а Австралия совмещена восточным берегом с юго-восточным побережьем Африки, южным берегом — с северо-западом Южной Америки, западным и северо-западным — с западным побережьем Северной Америки от Аляски на севере до Калифорнии на юге. При такой подгонке верхнедокембрийская складчатая зона востока Австралии и Тасмании по простираанию переходит в одновозрастный пояс Колумбии и Венесуэлы, а последний в свою очередь столь же «закономерно» сменяется позднедокембрийской складчатой областью восточной половины Сомалийского полуострова. В результате вырисовывается непрерывная полоса складчатого позднего докембрия, прослеживаемая от полуострова Кейп-Йорк до полуострова Сомали, с очень выдержанным простираанием складок в ее пределах.

На рис. 6, б Австралия состыкована своим южным краем с Западной Африкой, а западным или восточным (показаны два

Рис. 6. Различные варианты подгонки Австралии, Южной Америки, Северной Америки и Африки. Видна хорошая сходимость складчатых поясов с указанным возрастом

- 1 — больше 2,5 млрд. лет;
- 2 — больше 1,6 млрд. лет;
- 3 — 1,6—2,5 млрд. лет;
- 4 — 0,57—1,6 млрд. лет;
- 5 — Багамское плато



¹ В этом разделе принято расчленение докембрия, предложенное составителями «Карты...» (1974), на нижний (древнее 2,5 млрд. лет), нерасчлененный нижний и средний (древнее 1,6 млрд. лет), средний (2,5—1,6 млрд. лет) и верхний (1,6—0,57 млрд. лет). С этой же карты взяты данные о простираании складчатых поясов того или иного возраста.

возможных варианта подгонки с разворотом Австралии на 180°) — с Перуанским побережьем Южной Америки. Последняя совмещена с Африкой таким образом, что к побережью Гвинейского залива и Анголы примыкает часть западного берега Южной Америки от Эквадора до Панамы и ее северный берег от Панамы до Кайенны. Как и на предыдущей схеме, совпадение краевых зон континентов достаточно удовлетворительное. Эта подгонка также дает возможность «наметить» позднекембрийскую складчатую зону, протягивающуюся от полуострова Кейп-Йорк в Австралии в Северную Африку. Судя по «Карте тектоники докембрия континентов», ее можно продолжить и далее — из Туниса через Сицилию на Аппенинский полуостров.

Следующий вариант состыковки представлен на рис. 6, в. Здесь северо-восточная окраина Австралии хорошо совмещается с восточным краем Северной Америки, а южный берег Австралии совмещен с западным побережьем Южной Америки между Панамским перешейком и Перу. В результате образуется единая зона позднекембрийской складчатости, тянущаяся от юго-восточных штатов США, через восточную Австралию и Тасманию в Колумбию и Венесуэлу. На всем протяжении этого пояса складки имеют простирания близких румбов.

Еще более выразительная общность разновозрастных складчатых поясов различных континентов видна на рис. 6, г. На нем северное побережье Австралии приближено к Западной Африке, а восточное к западу Южной Америки на участке от Эквадора до Чили. Южная Америка состыкована с Африкой так же, как и на рис. 6, б, а восточный край Южной Америки совмещен с западным берегом Северной Америки. Все подгонки дают хорошие совпадения очертаний краевых зон континентов. На рис. 6, г видны два пояса позднекембрийского возраста. Один идет из Восточной Австралии и Анд к Венесуэле. На его продолжении в Анголе расположена складчатая зона того же простирания, но относящаяся к нерасчлененному нижнему — среднему докембрию. Второй пояс протягивается вдоль западного берега Северной Америки и через полуостров Аляска самым удовлетворительным образом переходит в Дамара-Катангскую геосинклиналь.

Кроме этих двух протяженных позднекембрийских зон, на рис. 6, г выделяется среднекембрийский пояс. Он начинается на плато Кимберли (северо-западная Австралия), проходит на полуостров Архемленд, где круто изгибается, в результате чего его простирание оказывается точно соответствующим простиранию зоны разновозрастных дислокаций Сенегала и Мавритании.

Наконец, на последней подгонке (рис. 6, д) северо-западный край Австралии совмещен с восточным побережьем Северной Америки, восточный берег Австралии — с восточным Африки (между Мозамбиком и Сомали), а юг Австралии — с Западной Африкой. Как и на всех предыдущих схемах сходимость краевых

зон континентов очень удовлетворительна. Она даже «точнее», чем сходимость Северной и Южной Америки и Африки на реконструкции Булларда, Эверетта и Смита, поскольку здесь плато Блейк и Багамская банка не перекрывают совмещаемый континент, а очень удачно вписываются в свободный промежуток между Западной Австралией и Западной Африкой.

На рис. 6, д выделяются три разновозрастных складчатых пояса, устойчиво сохраняющих свою ориентировку при переходе с континента на континент. Наиболее молодой из них — позднекембрийский — протягивается от полуострова Кейп-Йорк через всю Восточную Австралию на полуостров Сомали. Среднекембрийская складчатость прослеживается от плато Кимберли к Архемленду, где она круто поворачивает в сторону Лабрадорской геосинклинали Северной Америки, очень точно состыковываясь с ней. Наконец, наиболее древняя, раннекембрийская складчатость Западной Австралии имеет своим продолжением одинаково ориентированную разновозрастную складчатость Западной Африки. Четвертый, средне-нижнекембрийский пояс Восточной Африки, из ее пределов не выходит, но простирания, фиксируемые в нем, хорошо согласуются с простираниями структур позднего докембрия Восточной Австралии.

Таким образом, на всех пяти «реконструкциях» отмечается не только удовлетворительная сходимость очертаний береговых линий континентов, но и действительно поразительное совпадение ориентировки более или менее разновозрастных складчатых зон и не менее удивительная очень точная состыкованность их при переходе с одного континента на другой. Отметим, что и по выдержанности простираний и по точности подхода разновозрастных складчатостей к «требуемому» пункту эти «реконструкции» не менее (если не более) представительны, чем те, которые используются для доказательства прежней близости Африки с Северной и Южной Америкой.

Абсурдность этих «реконструкций» очевидна и тем более должны настораживать те точные результаты, к которым они приводят. Эти результаты безусловно свидетельствуют о том, что ни простирания складчатых поясов, ни ориентировка складок внутри них не могут быть использованы для доказательства их бывлой принадлежности к разновозрастным единым мобильным зонам, переходившим с континента на континент. Некритическое использование этих данных при палеотектонических реконструкциях может быть чревато серьезными ошибками.

Совершенно ясно, что избежать этих ошибок можно только, если учесть комплекс признаков, свойственных сопоставляемым зонам. В первую очередь это относится к характеру их тектонического режима, зафиксированного в наборе и смене формаций и мощностях отложений, а также в последовательности магматических событий и составе вулканических и интрузивных пород. В случае тождества этих признаков в сравниваемых зонах могут

быть использованы данные о последовательности складчатых движений и морфологии структур, созданных ими. И только при условии более или менее точного совпадения всех перечисленных критериев следует обращаться к сравнению простирания складчатых поясов, ни в коем случае не придавая этому показателю решающего значения. При хорошей сходимости прочих признаков несоответствием сравниваемых зон можно пренебречь, поскольку никогда нельзя исключить возможности их резких петлеобразных перегибов. Но, как уже отмечалось, удовлетворительное совпадение простирания складчатых поясов при одновременном несоответствии других их характеристик само по себе не может служить доказательством их прежнего единства.

Тем не менее продемонстрированные подгонки, как и подгонки, выполненные А. Войси и Е. Н. Люстихом, свидетельствуют об известной общепланетарной закономерности, обуславливающей сходную конфигурацию крупных участков краевых зон различных континентов. Природа такого сходства пока неясна, но, во всяком случае, она не имеет никакого отношения к первоначальному единству континентальных масс, провозглашаемому гипотезой дрейфа континентов. Возможно, что она связана с планетарной сеткой глубинных разломов, заложившихся уже на первых стадиях геологического развития Земли. Схемы, составленные Дж. Муди, показывают, что параллельность некоторых краевых зон материков (например, восточного края Северной Америки и северо-западного Африки, северо-восточного побережья Австралии и перуанского Южной Америки, побережья штата Баян Бразилии и Габона Африки и др.), по-видимому, вызвана указанной причиной (Moody, 1966).

СООТНОШЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР АФРИКИ, СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Как было показано, методика, используемая сторонниками гипотезы дрейфа континентов при реконструкции докембрийских структур в пределах гипотетической Пангеи (или части этого праматерика), отличается крайне упрощенным подходом к геологическим данным, сводится к крайней степени их генерализации.

Несмотря на то, что наши знания о геологическом строении и истории тектонического развития Африки, Северной и Южной Америки в палеозое несравненно шире и объективнее, чем для докембрия, мобилистские реконструкции для этой эры обычно обосновываются очень поверхностно. Новые материалы, противоречащие отстаиваемой концепции, зачастую игнорируются, либо отвергаются как «ошибочные». Очень часто все обоснования сводятся к цитированию высказываний А. Дю Тойта, Р. Маака, Е. Крауса, Л. Кинга и других авторитетов. Отдавая дань уважения заслугам этих корифеев в расширении наших знаний геологии южных континентов, следовало бы, все же, корректировать представления, сформулированные десятилетия назад, новыми фактами.

В качестве примера чрезвычайно обобщенного подхода к доказательству мобилистских реконструкций, предлагаемых для палеозоя, может быть приведена уже упоминавшаяся статья Дж. Саттона (J. Sutton, 1968), или недавно опубликованная работа Л. Лоци (Loezy, 1974). П. Н. Кропоткин в уже цитированной статье (1969) обосновывает единство Африки с материками Нового Света в палеозое указаниями на продолжение палеозойских складок юга Африки в Аргентину (рис. 7). Далее он ссылается на работу Ю. М. Шейнманна (1959), в которой тот говорит о продолжении свит Капской системы Южной Африки на противоположную сторону Атлантики — на Фолклендские острова. Однако П. Н. Кропоткин забывает отметить, что Ю. М. Шейнманн видел в подобных соотношениях позднепалеозойских сооружений, разделенных Атлантическим океаном, свидетельство его наземной природы. Между тем, подобное использование одного и того же факта для доказательства взаимоисключающих гипотез указывает, по крайней мере, на его нейтральность по отношению к этим гипотезам. В более поздней работе Кропоткин

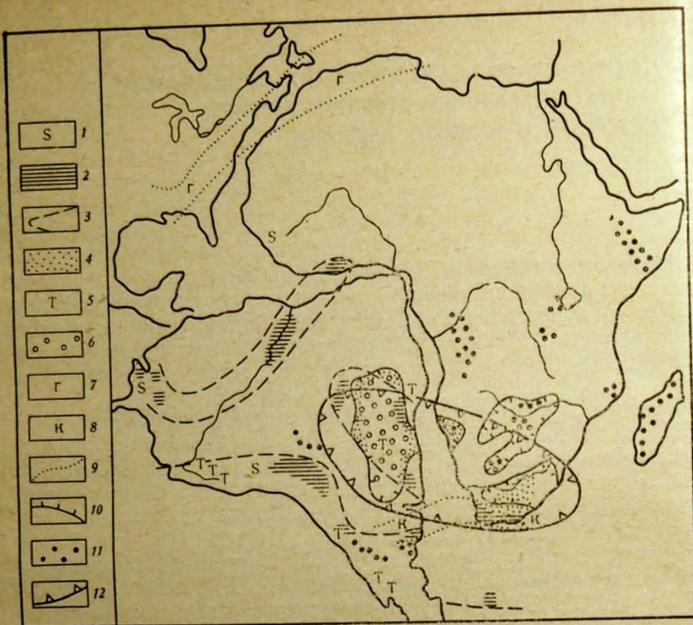


Рис. 7. Размещение палеозойских и мезозойских отложений в Африке и Южной Америке и расположение позднепалеозойских складчатых поясов в границах тех же континентов и Северной Америки, по данным Герта (Gerth, 1939), Кинга (King, 1953) и Кропоткина (1969)

По Герту (1—6): 1 — силур, 2 — девон, 3 — предполагаемые границы девонского моря, 4 — континентальные отложения перми и триаса, 5 — морской триас, 6 — основные эффузивы бассейнов Параны и Карру. По Кропоткину (7—10): 7 — области герцинской складчатости, 8 — зона позднепалеозойской складчатости Африки и Южной Америки (капиды), 9 — границы складчатых поясов, 10 — синеклизы, сложенные в Южной Америке и Африке аналогичными отложениями верхнего карбона (частью ледниковыми), перми и триаса и траппами верхнего триаса — нижней юры. По Кингу (11, 12): 11 — отложения системы Карру (карбон — нижняя юра), 12 — граница реконструированного бассейна Карру

дополнил эту аргументацию ссылками на сходство нижнемезозойских разрезов бассейна Параны и северо-восточных районов Намибии и на близость разрезов и фауны меловых отложений на атлантических берегах Африки и Южной Америки.

На рис. 7 сведены данные из работ Г. Герта (Gerth, 1939), Л. Кинга (King, 1953) и П. Н. Кропоткина (1969), которые, по мнению сторонников гипотезы дрейфа, ясно свидетельствуют о прежней близости Африки и континентов Нового Света. По поводу реконструкции Г. Герта Е. Н. Люстих в свое время писал, что она «... совершенно неубедительна и производит скорее об-

ратное впечатление — Южная Америка не похожа на Африку...» (1965а, стр. 11). К этому остается добавить, что даже дополненная материалами, заимствованными из статей Кинга и Кропоткина, эта схема не стала более доказательной. Рис. 7 не столько убеждает в справедливости мобилистских реконструкций, сколько поражает скудностью данных, положенных в их основу.

Попробуем рассмотреть степень представительности как этих, так и других аргументов, используемых для доказательства правдивости мобилистских реконструкций.

КЕМБРИЙ И ОРДОВИК

Две первые эпохи кембрийского периода на территории Африки относятся к завершающему этапу позднерифейского (байкальского) тектонического цикла. Нижне-, а в ряде районов нижне- и среднекембрийские отложения Западной и Северной Африки образуют единый комплекс с позднекембрийскими толщами, отделенный несогласием от более молодых осадков. На юге Африки, в Дамарском поясе, общность позднерифейских и ранне-среднекембрийских событий выступает еще ярче, поскольку образование двух первых отделов кембрийской системы участвуют в строении позднерифейской геосинклинали и смяты в складки совместно с докембрием (рис. 8).

В Антиатласе нижний кембрий, лежащий с незначительным разрывом на верхнем адуде, представлен известняками и глинистыми сланцами с археоцнатами и трилобитами.

Резкое изменение характера седиментации произошло в конце раннего кембрия, с началом накопления мощной песчано-сланцевой толщи. Ее формирование продолжалось здесь до конца ордовика (рис. 8)

В Атласе нижний кембрий представлен известняками и вулканитами. Со среднего кембрия здесь началось накопление терригенных отложений (глинистых сланцев и песчаников), по-видимому, продолжавшееся до конца ордовика. Начиная со среднего кембрия, вулканическая деятельность в пределах Атласа не проявлялась.

К югу и востоку от Регибатского массива, во впадине Таудени, в зоне Фалеме, Гвинейской впадине, Гане и Угарте нижний и средний кембрий представлен преимущественно песчаниками, местами (как например, в Гвинейской впадине, антеклизе Афоле-Аукер и, возможно, во впадине Ганы) накопившимися в субаэриальных условиях.

Вторая половина среднекембрийской эпохи ознаменовалась поднятиями, которые, по-видимому, охватили всю Северную Африку. Эти движения обусловили региональный перерыв, датированный в Антиатласе, Фалемидгах и Гане 550—540 млн. лет, в це-

лом синхронный дамарской складчатости Южной Африки. В позднем кембрии эти поднятия сменились новой волной опусканий. В Северной Африке началось формирование обломочных отложений, сначала континентальных, содержащих во впадине Тауденни и Гане горизонты тиллитов, а с тремадока — морских мелководных (рис. 8). Эта толща песчаников с прослоями аргиллитов и конгломератов (так называемые нижние песчаники) развита на громадной территории от Антиатласа, впадин Тауденни, Гвинеи и Ганы на западе до Ливии на востоке. В последнее время было высказано предположение, что во впадине Тауденни и к югу от нее верхний кембрий и ордовик отсутствуют, а нижние песчаники являются базальным горизонтом силурийской системы (Bassot, 1966), однако в сводке под редакцией Шуберта и Фор-Мюре (Тектоника Африки, 1973) эта точка зрения не получила поддержки.

В предкарадокское время в ряде областей Северной Африки усилились восходящие движения, в результате которых отложения карадокского яруса ложатся с разрывом на более древние образования.

В целом на севере Африки поздний кембрий и ордовик были временем спокойного развития. Континентальные условия, существовавшие в конце кембрия, сменились в начале ордовика условиями мелководного морского бассейна, отличавшегося очень неустойчивым, изменчивым режимом, на что указывает частое замещение морских слоев дельтовыми и аллювиальными отложениями (Haughton, 1963). Предкарадокская регрессия обусловила возобновление континентального осадконакопления в некоторых районах (Ахаггар), после чего возобновилось формирование морских мелководных отложений. Кембро-ордовичский морской бассейн Северной Африки, по-видимому, не имел прямых связей с бассейном Гвинеи, отделяясь от него поднятием Адра-Афоле.

Экваториальная Африка в течение кембрия и ордовика была в целом областью устойчивого поднятия. Исключение, возможно, составляет субмеридиональная зона, протягивавшаяся из южных районов Уганды в Танзанию. В ее границах развиты песчаники, доломиты и базальты системы Букоба, условно относимые рядом исследователей к нижнему палеозою. Однако не исключено, что образования системы Букоба имеют докембрийский возраст (Тектоника Африки, 1973), и на рис. 8 ареал их распространения показан условно.

На юге континента, в Намибии, ЮАР, Ботсване и Южной Родезии к раннему палеозою с большими или меньшими оговорками относят две системы: Нама и Ватерберг. Эта датировка в настоящее время принимается многими для образований системы Нама (Казн, 1963; Haughton, 1963; Тектоника Африки, 1973), тогда как стратиграфическое положение системы Ватерберг остается предметом острой дискуссии.

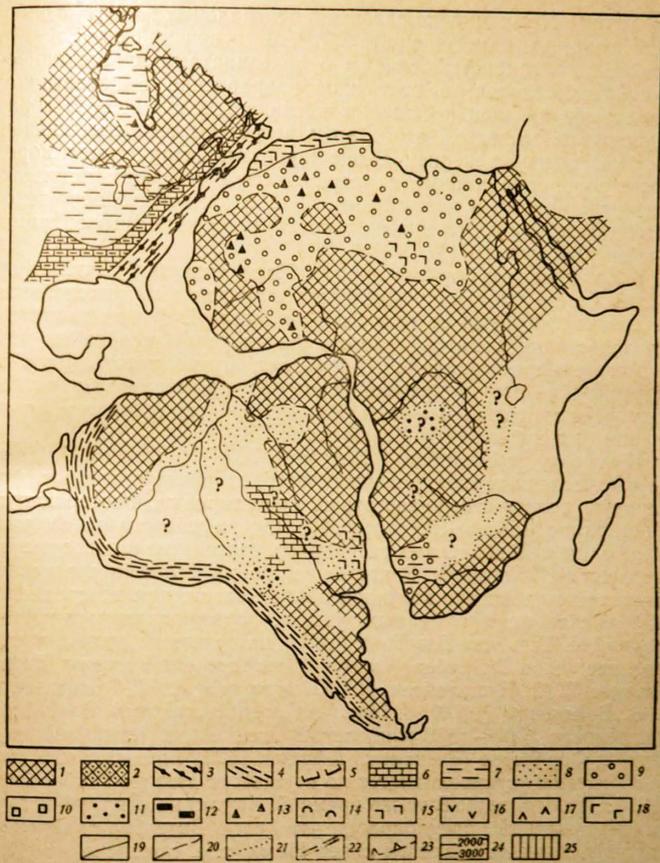


Рис. 8. Палеогеографическая схема для кембро-ордовика

1 — области размыва; 2 — области размыва, испытывавшие временные опускания; 3—4 — складчатые пояса: 3 — кембрийские, 4 — прочие; 5 — зоны глыбовых движений; 6—8 — морские отложения: 6 — карбонатные, 7 — карбонатно-терригенные, 8 — терригенные; 9 — смешанные морские и континентальные отложения; 10 — эвапориты; 11—14 — континентальные отложения: 11 — терригенные и карбонатно-терригенные, 12 — угленосные, 13 — ледниковые, 14 — эоловые; 15—18 — вулканогенные образования: 15 — преимущественно основного и среднего состава, 16 — основные вулканиты позднего триаса, 17 — основные вулканиты раннеюрского возраста, 18 — позднеюрские — раннемеловые основные вулканиты; 19—23 — границы: 19 — складчатых поясов, 20 — платформенных структур, 21 — предполагаемые, 22 — области распространения средне- и верхнекаменноугольных отложений, 23 — гипотетической синеклизы южной Сьерры Буэнос-Айреса, Фолклендских островов и Капской провинции; 24 — изобаты 2000 и 3000 м; 25 — область с корой океанического типа

Система Нама широко развита в центральных и южных районах Намибии и на юго-западе ЮАР. В основании ее залегают песчаники и глинистые сланцы с архециатами, сменяющиеся пачкой известняков; в восточном направлении в известняках появляются прослои песчаников и глинистых сланцев. В горах Науклуфт в основании этой свиты встречены тиллиты, связанные с местным оледенением. Выше карбонатно-терригенных пород лежат глинистые сланцы, замещающиеся в северном направлении известняками и доломитами. Разрез системы завершается красноцветными песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами (Johnson, 1971).

В большинстве случаев породы Нама залегают почти горизонтально, но местами в них отмечается довольно интенсивная складчатость. Судя по тому, что на севере Намибии заключительная стадия дамарского цикла фиксируется в внедренном пегматитов с возрастом около 510 млн. лет, можно думать, что дислокации образований системы Нама обязаны своим возникновением заключительным фазам байкальской складчатости, проявившимся в среднекембрийскую эпоху.

К востоку от Намибии, в Ботсване, ЮАР и Южной Родезии в многочисленных изолированных выходах, образующих в целом широкую полосу северо-восточной ориентировки, повторяющую простирание Дамара-Катангского позднерифетского пояса, развита толща красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов системы Ватерберг. В настоящее время большинство исследователей считают эти континентальные отложения эписреднекембрийским платформенным чехлом, сформировавшимся в раннем рифее. Так, уже Дю Тойт (1957) не исключал возможности того, что слой Ватерберг могут быть древнее системы Нама. Позднее Л. О. Николайсен (1963), а за ним А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1970) определили возраст системы Ватерберг в интервале 1700—1600 млн. лет. В сводке под редакцией Шурберта и Фор-Мюре (Тектоника Африки, 1973) минимальный возраст системы устанавливается по рвушчим ее дайкам Пилансберг (1310±60 млн. лет). В то же время С. Хоутон на основании личных наблюдений предположил, что слой Ватерберг являются континентальным аналогом слоев Нама, т. е. приписал им раннепалеозойский возраст (Haughton, 1963).

С учетом радиометрических определений датировка С. Хоутона представляется по меньшей мере сомнительной. На рис. 8 область развития системы Ватерберг показана условно, главным образом для того, чтобы продемонстрировать независимость последующих выводов от той или другой трактовки раннепалеозойской палеогеографии Южной Африки. В ее пределах относительно надежно устанавливается область кембрийских прогибаний и осадконакопления, ограниченная границами современной Намибии. В ней накапливались как морские, так и континентальные отложения. Насколько далеко эта зона протягивалась

на восток (или северо-восток) и протягивалась ли она вообще в этом направлении, остается неясным. Однако отсутствие однозначной реконструкции в данном случае не имеет значения для последующего сопоставления раннепалеозойских зон Африки и Южной Америки.

На востоке Северной Америки, в Аппалачском поясе, после среднекембрийской складчатости возобновилось накопление главным образом кластических пород, местами содержащих прослой карбонатного состава. В Пидмонте прогибания сопровождались интенсивным вулканизмом, преимущественно основным. Сходная обстановка сохранялась во внутренней зоне Аппалачей в ордовике. В это время здесь отлагались в основном песчано-глинистые породы (граувакки, глинистые и кремнистые сланцы) и известняки и происходили излияния базальтов, андезитов и риолитов (Кэй, 1955).

В Южных Аппалачах эвгеосинклиналильный разрез кембрия Пидмонта переходит на западе (через антиклинорий Голубых гор, на крыльях которого известен терригенный нижний кембрий) в миогеосинклиналильную серию Внешней зоны. В пределах последней нижний палеозой представлен толщей песчаников, глинистых сланцев и известняков, мощностью около 6000 м. На севере Аппалачей продолжением внутренней зоны Пидмонта служит Акадская провинция, в границах которой развиты вулканогенно-терригенные образования кембрия и ордовика, замещающиеся к западу, во Внешней зоне, карбонатно-терригенными миогеосинклиналильными отложениями.

На рубеже среднего и позднего ордовика во внутренней зоне Северных Аппалачей начались интенсивные поднятия, развивавшиеся в течение позднеордовичской эпохи и начале силура. Они сопровождались складчатостью, особенно интенсивно проявившейся вдоль западной (Зеленые горы) и восточной (Новая Шотландия) окраин Акадской провинции. Эти движения совпали по времени с внедрением интрузий ультраосновного, основного и кислого состава (Rodgers, 1967).

Западнее миогеосинклиналильного пояса внешних Аппалачей в позднем кембрии накапливались платформенные, преимущественно обломочные осадки. В канадскую эпоху (ранний ордовик) море трансгрессировало из геосинклинали, затопив почти весь Канадский щит. В этом бассейне формировались преимущественно карбонатные отложения. После регрессии на границе цинциннатской и чемплейнской эпох (среднего и позднего ордовика), по-видимому, явившейся отзвуком интенсивных поднятий в пределах эвгеосинклинали Внутренней зоны, на платформе накапливались песчаники. В позднем ордовике терригенное осадконакопление вновь сменилось карбонатным. Известняки и доломиты внутренних областей платформы по мере приближения к Аппалачской геосинклинали частично замещались терригенными (преимущественно глинистыми) породами, поступавшими из гео-

синклинали, в пределах которой в канадскую эпоху начались поднятия. В Южной Америке отложения кембрийской и ордовичской систем достоверно не установлены.

Существующие представления крайне противоречивы. Так, например, в работе Уикса (Weeks, 1947) допускаяется широкое распространение морского кембро-ордовика в пределах Амазонской синеклизы и восточной части Бразильского щита, тогда как другие исследователи считают, что весь ранний палеозой был временем устойчивых поднятий, охватывавших центральную и восточную части континента (Хаин, 1971). И та, и другая точка зрения кажутся неприемлемыми, если иметь в виду нижний палеозой в целом, а не кембрийскую и ордовичскую системы как таковые. Наличие нижнего палеозоя в восточных областях Южной Америки косвенно подтверждается присутствием в разрезе Амазонской синеклизы пачки пестроцветных песчаников, залегающих с несогласием на образованиях докембрийского фундамента и также несогласно перекрытых слоями, содержащими обильную ландоверскую фауну. Другая область, в которой можно предполагать присутствие нижнепалеозойских отложений, — бассейн Парагвай и Мату-Гросу. Развитые здесь доломиты и перекрывающие их пестроцветные песчаники и алевролиты с прослоями известняков прослеживаются в глубь Боливии, где в литологически сходных отложениях найдена ордовичская фауна (Оливейра, 1959).

С большой долей условности к нижнему палеозою можно отнести пестроцветную толщу песчаников, глинистых сланцев и конгломератов серии Итажай штата Санта-Катарина и серию Марика штата Риу-Гранди-ду-Сул. Последняя сложена конгломератами и песчаниками с брахиоподами, представленными длительно существовавшими родами, появившимися в ордовике. Эти слои перекрыты потоками андезитов и кварцевых порфиров, которые др Оливейра относит к верхнему ордовику. К ордовику же он условно относит кварцевые порфиры и их туфы, развитые в штате Парана.

Сопоставление полученных реконструкций показывает, что в нижнем палеозое в Африке, Южной и Северной Америке практически не было однотипных по своему режиму структур (геосинклинальных или платформенных), в отношении которых можно уверенно говорить об их прослеживании с континента на континент (рис. 8). Особенно отчетливо этот факт устанавливается при сближении Африки и Южной Америки. Впадины Гвинеи и Ганы нельзя рассматривать как северные продолжения Амазонской синеклизы не только из-за отсутствия сколько-нибудь ясной их совмещенности (Амазонская синеклиза по простиранию «утыкается» в Либерийскую антеклизу Африки).

Главное, что препятствует объединению этих синеклиз в одну структуру, — резко различная история их развития в раннем палеозое. В то время как в Гвинейской и Ганской впадинах проги-

бание и осадконакопление продолжались в течение всего кембрийского периода, в Амазонской синеклизе оно началось, по-видимому, значительно позднее, может быть даже только в ордовике. Кроме того, если в Африке кембрийская и ордовичская системы представлены чередующимися морскими и континентальными отложениями (среди последних в Гане известны тиллиты), то в Амазонской синеклизе проблематичный нижний палеозой сложен осадками, накопившимися в мелководном морском бассейне. Все сказанное свидетельствует против возможности соединения нижнепалеозойской Амазонской синеклизы с Гвинейской или Ганской впадинами.

Сопоставление двух других нижнепалеозойских структур Южной Америки и Африки — платформенного прогиба Параны и Риу-Гранди-ду-Сул, с одной стороны, и Дамарского пояса Намибии и ЮАР, с другой, — приводит к следующим результатам: 1) в строении этих зон участвуют разновозрастные образования — ниже- и, возможно, среднекембрийские в Африке и ордовичские в Южной Америке. Таким образом, прогиб Риу-Гранди-ду-Сул возник тогда, когда осадконакопление в Намибии давно прекратилось; 2) разрезы обеих областей резко различаются и по литологии и по фациям. В Южной Америке нижний палеозой представлен терригенными морскими отложениями и вулканитами, в Африке им противостоят карбонатно-терригенные морские слои (слагающие в разрезе две обособленные пачки) и континентальные обломочные осадки, включающие в одном из районов горизонт тиллитов; 3) мощности нижнепалеозойских толщ в сравниваемых районах изменяются от первых сотен метров в Южной Америке до 1500 м в Африке; 4) по простиранию нижнепалеозойский бассейн Намибии переходит не в прогиб Риу-Гранди-ду-Сул, а оказывается сопряженным с выступом глубокого докембрия Уругвая.

Двумя рассмотренными участками ограничивается возможность сопоставления нижнепалеозойских структур Африки и Южной Америки. Вероятность продолжения андийских структур Венесуэлы в Западную Африку чрезвычайно мала, поскольку их разделяет (на реконструкции Буллара и Эверетта) участок океанической коры шириной около 1800 км, что не намного меньше современного расстояния между северо-восточной Бразилией и Западной Африкой. Однако и двух примеров вполне достаточно для однозначного вывода об отсутствии признаков, указывающих на сближенность Африки и Южной Америки в нижнем палеозое.

Соотношение нижнепалеозойских структур Северной Америки и Африки дает более ясную картину по сравнению со средним и поздним рифеем, поскольку на совмещаемых материках в это время существовали контрастные тектонические режимы.

Эвгеосинклиальная зона внутренних Аппалачей с ее мощным вулканизмом оказывается при сдвигении Северной Америки и

Африки в непосредственном соседстве с антеклизмами и синеклизмами Западной Африки и геосинклинально Атласа. В принципе такая близость, конечно, вполне возможна, но во всех известных случаях соседство с геосинклинально оказывает определяющее влияние на развитие пригеосинклинальных платформенных зон. Это влияние проявляется в образовании перикратонных прогибов, сначала развивающихся как миогеосинклинали, а на заключительных стадиях жизни геосинклинали — как передовые прогибы. Оно проявляется также в формировании в этих перикратонных прогибах специфических отложений, в закономерной смене фаций по мере удаления от геосинклинали, в зависимости литологического состава пород, накапливающихся в перикратонном прогибе, от характера движений и, в особенности, от типа вулканизма, проявляющихся в геосинклинали. Если проанализировать с этой точки зрения платформенные отложения Западной Африки, то мы не найдем в них ни одного из указанных выше признаков.

Несмотря на то, что при сдвигении Северной Америки и Африки (в соответствии с реконструкцией Буллара, Эверетта и Смита) нижнепалеозойские синеклизы Западной Африки оказываются лежащими непосредственно вдоль юго-восточного края эвгеосинклинали Пидмонта, т. е. в той же позиции, какую по отношению к внутренним Аппалачам занимает их Внешняя зона, африканский нижний палеозой оказывается резко отличающимся от синхронных образований внешних Аппалачей.

В Африке в течение нижнего палеозоя «по границе с эвгеосинклинально Аппалачей» накапливалась серия преимущественно терригенных осадков (карбонатные отложения концентрируются в нижнекембрийском отделе), суммарная мощность которых составила первые сотни метров. Какого-либо, пусть незначительного, но закономерно проявляющегося увеличения мощности в сторону эвгеосинклинали (или по направлению к внутренним зонам платформы) нигде не наблюдается. Не устанавливается в этих отложениях и закономерной смены фаций в сторону эвгеосинклинали. Разрезы нижнего палеозоя Западной Африки представлены обломочными породами прибрежно-морской и континентальных фаций, причем смена прибрежно-морских отложений континентальными даже в эпохи, когда в геосинклинали развивались восходящие движения, отмечается в Африке не при движении в сторону гипотетической смежной эвгеосинклинали (т. е. с востока на запад), а в противоположном направлении — с запада на восток. Следует отметить, что последняя тенденция устойчиво сохранялась в синеклизах Западной Африки в течение всего раннего палеозоя. Наконец, мощный основной вулканизм, интенсивно проявлявшийся во внутренней зоне Аппалачей в кембрии и ордовике, совершенно не отразился на составе синхронных отложений Западной Африки. В разрезах здесь доминируют кварцевые и аркозовые песчаники.

Таким образом, нет никаких следов, указывающих на то, что синеклизы Западной Африки в раннем палеозое непосредственно примыкали к эвгеосинклинали, тем более к столь интенсивно развивавшейся, как внутренние Аппалачи. Всем этим раннепалеозойские синеклизы северо-западной Африки резко отличаются от миогеосинклинали внешних Аппалачей и прилегающих к ним областей Северо-Американской платформы.

Сопоставление Аппалачской эвгеосинклинали и палеозойд Атласа также указывает на значительные различия в их развитии в кембрии и ордовике. В отличие от Аппалачей, где вулканизм не затухал до конца ордовика, в Атласе вулканическая деятельность полностью прекратилась в раннем кембрии. Карбонатно-терригенный разрез нижнего палеозоя Аппалачей замещается терригенным в Атласе, а таконские движения, ясно проявившиеся в Аппалачах, не имеют аналогов в Атласе.

Следовательно, можно утверждать, что нет оснований считать, что в раннем палеозое Африка была оближена с Северной и Южной Америкой. Следует подчеркнуть, что во всех рассмотренных случаях более или менее значительные изменения в режиме сопоставляемых зон, характере их разрезов, магматизме оказываются приуроченными к окраинам континентов, т. е. к проблематичной зоне их соединения. Такая систематическая связь вряд ли случайна, и она говорит не в пользу мобилистских реконструкций.

СИЛУР

В Северной Африке трансгрессия, начавшаяся в карадокском веке, достигла своего максимума в силуре. В это время на обширной территории, протягнувшейся от Гвинейской впадины и Антиатласа на западе до Ливии на востоке отлагались глины и граптолитовые сланцы (рис. 9). В юго-восточном и восточном направлении, в Тибести и Египте, они замещались песчанистыми отложениями, в отдельных районах имевших смешанный мелководно-морской и континентальный генезис. К западу, северо-западу и северу в разрезах появлялись прослои известняков и песчаников (Угарта, Даура). В Антиатласе силурийская система представлена толщей глинистых сланцев, песчаников и известняков. В Атласе эти отложения местами приобретают флишондный характер.

Максимальные мощности силура приурочены ко впадине Тиндуф и прогибу Угарта (до 1500 м). Значительные мощности установлены также в других впадинах, обрамляющих северную окраину платформы, т. е. в перикратонном прогибе, окаймляющем с юга герцинскую зону Атласа. К югу они резко уменьшаются до первых сотен метров.

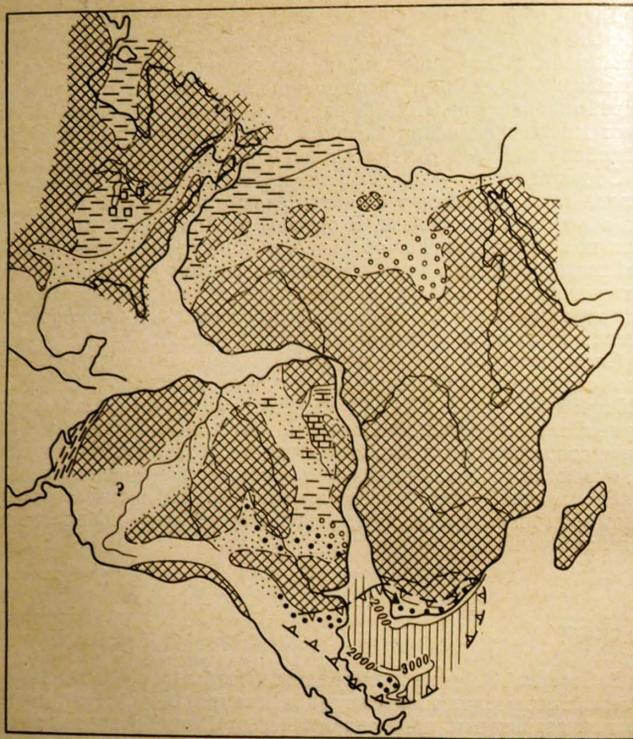


Рис. 9. Палеогеографическая схема для силурийского периода
Условные обозначения см. на рис. 8

В конце силура на севере Африки начала ощущаться регрессия, сказавшаяся в одних районах поглубинением осадков, в других слабым размывом. Однако в целом движения на границе силура и девона были очень слабыми, и в большинстве областей силурийская и девонская системы связаны постепенными переходами.

К югу от силурийского бассейна Северной Африки располагалась обширная область устойчивого поднятия, охватывавшая всю центральную и практически всю южную часть современного континента (рис. 9).

Лишь на крайней южной оконечности его, в пределах нынешних Капских гор, по-видимому в силуре, закладывается субши-

ротный прогиб. В его краевой зоне (только и сохранившейся до наших дней) в силуре накапливались преимущественно косослоистые светлоокрашенные песчаники. В основании этой толщи (известной под названием свиты, или серии, Столовой горы) наблюдаются прослои красноцветных глинистых сланцев. На западе области в верхах свиты отмечаются сероцветные глинистые сланцы. Здесь же известен горизонт тиллитов.

На востоке Северной Америки, во внутренней зоне Северных Аппалачей после завершения раннекаледонской складчатости в силуре возобновилось интенсивное погружение, сопровождавшееся накоплением в Акадском прогибе конгломератов, песчаников и глинистых сланцев и мощным средним и кислым вулканизмом, локализовавшимся в северной части внутренней зоны Северных Аппалачей, в штате Мэн и в прибрежных провинциях Канады. Мощность этой вулканогенно-терригенной серии достигает 7000—9000 м.

В конце силурийского периода в Акадской провинции, по-видимому, произошли поднятия и слабая складчатость, на что указывают радиологические датировки порядка 400 млн. лет в Новой Англии (Faul et al., 1963) и Нью-Брунсуике (Wanless et al., 1967). Возможно, что эти движения были связаны с достаточно напряженными поднятиями и складчатостью, проявившимися на границе силура и девона севернее, на Ньюфаундленде.

В Южных Аппалачах таконские события вызвали инверсию на большей части территории Пидмонта (внутренней зоны Аппалачей). Однако к востоку от поднятия, возникшего на рубеже ордовика — силура, здесь в силуре сохранилась геосинклиналь, где накапливались граувакки, глинистые и кремнистые сланцы. Прогибания сопровождалось интенсивным основным вулканизмом (Rodgers, 1971).

По шовой линии Голубых гор силурийская эвгеосинклиналь Южных Аппалачей граничила на западе с внешним, многоэосинклинальным прогибом. В его границах формировалась толща песчано-глинистых и карбонатных пород. Западнее, в перикратонном Преаппалачском прогибе в силуре продолжалось накопление главным образом карбонатных и глинистых отложений. За пределами этого передового прогиба, во внутренней зоне платформ силура представлен преимущественно карбонатными породами, замещавшимися в Мичиганском бассейне эвапоритами.

В Южной Америке силурийские отложения установлены в бассейне Амазонки, во впадине Мараньяно и далее к югу, в бассейне Сан-Франсиску. Отсюда выходы силура прослеживаются через штаты Минас-Жернас и Парана в штат Риу-Гранди-ду-Сул, в Парагвай и Аргентину (рис. 9).

В Амазонской синеклизе развиты красноцветные песчаники и кремнисто-глинистые сланцы с фауной ландоверы. В синеклизе Мараньяно в разрезе наряду с песчаниками и глинистыми сланцами появляются прослои известняков. В штате Баян, в бас-

сейне правых притоков р. Сан-Франсиску, силур представлен главным образом известняками. В нижнем течении этой реки и в ее верховьях карбонатная толща замещается глинистыми сланцами, песчаниками и известняками.

В районе штата Парана силуром условно датируется пачка конгломератов со следами штриховки, согласно подстилающая девонские песчаники.

Далее к югу, в штате Риу-Гранди-ду-Сул к силуру условно относят толщу красноцветных песчаников, глинистых сланцев и конгломератов, частично, по-видимому, континентального генезиса.

В верховьях р. Парагвай, в штате Мату-Гросу силур сложен аркозовыми песчаниками с линзами конгломератов, над которыми лежат железистые аркозовые песчаники. Нижняя серия формировалась в континентальных условиях, верхняя — в морских, в результате переработки отложений нижней серии (Оливейра, 1959). Железородная формация Мату-Гросу может быть сопоставлена с толщей песчаников и глинистых сланцев северной Аргентины, обогащенных в основании гематитом и содержащие фауну венлока (Харрингтон, 1959а).

В юго-восточной части Парагвая силурийская система сложена обломочными породами, в основании которых залегает горизонт конгломератов, перекрытых аркозовыми песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев. В этих слоях найдена фауна, в том числе граптолиты, указывающие на их ландоверский возраст (Харрингтон, 1959б).

В Аргентине, кроме отмеченных ранее железистых песчаников с фауной венлока, силурийские отложения развиты в предгорьях Анд и в южных горах Буэнос-Айрес. В первом районе, в бассейне р. Сан-Хуан они представлены песчаниками и глинистыми сланцами с обильной фауной венлоцкого яруса. Во втором разрез силура начинается конгломератами, сменяющимися светлоокрашенными песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев, приуроченных к их верхам (Харрингтон, 1959а).

Наконец, в Боливии, по данным Ф. Альфельда (1959), силурийский период был временем обширной регрессии. В этих условиях в восточной части центральных Анд накопилась пачка немых песчаников, лежащих согласно на верхнем ордовике и перекрытых фаунистически охарактеризованным нижним девоном.

Мощность силурийских отложений в восточной части Южной Америки значительно меняется от одной области к другой. В северном борту Амазонской синеклизы она не превышает 100 м, в прогибе Мараньяо достигает нескольких сотен метров. В Паранском бассейне мощности увеличиваются до 600 м, а в штате Минас-Жерас и Парагвае — до 800—1000 м. На севере Аргентины мощность силура равна 300 м, а в южных горах Буэнос-Айрес доходит до 1200 м.

Сопоставление палеогеографической обстановки силурийского периода в пределах Африки и Южной Америки (рис. 9) ясно показывает практически полную несовместимость этих континентов. Силурийские отложения, подходящие к северо-восточному и восточному краю Южной Америки в пределах Амазонской синеклизы и синеклизы Мараньяо, в нижнем течении р. Сан-Франсиску и в Паранском бассейне обрезаются современной границей континента. На противолежащих участках западного побережья Африки силурийские породы отсутствуют.

Далее к югу и в Африке, и в Южной Америке выделяются два силурийских бассейна, давно ставших одним из классических примеров, на основании которых доказывается единство этих двух континентов в среднем и начале позднего палеозоя. Это — силурийские отложения Капской провинции, залегающие в основании так называемой Капской системы, и синхронные им отложения южных гор Буэнос-Айрес. Учитывая существенное значение этого примера в системе доказательств гипотезы дрейфа, его следует рассмотреть специально, причем не только на примере Капской системы (силура — нижний карбон) Африки, но и ее аналогов в Южной Америке. Поэтому мы опускаем здесь этот вопрос и переходим к обсуждению признаков сближенности в силуре Африки и Северной Америки.

Совместив эти континенты, мы получаем картину, вряд ли свидетельствующую о правомерности такой реконструкции. В результате ее силурийские геосинклинальные поднятия (интрагеоантиклинали) крайнего востока Северной Америки оказываются в непосредственной близости на севере к миогеосинклинали Атласа, а на юге к зоне платформенного осадконакопления Марокко, Рио-де-Оро, Мавритании, Сенегала и Гвинеи.

Несмотря на такое тесное сближение каледонской интрагеоантиклинали Северной Америки с миогеосинклинально и платформой Западной Африки в пределах последних в силуре никаких следов подобного соседства не устанавливается. В северо-западных районах Африки как вблизи гипотетически приближенного поднятия Аппалачей, так и в удалении от него отлагались карбонатные и глинистые осадки, и в этой серии отсутствуют признаки, указывающие на приближение при движении на запад к области размыва. Мощности этих отложений не только не возрастают, как этого следовало бы ожидать, в западном направлении, но в некоторых случаях (северо-западный борт впадины Тиндуф) уменьшаются. Эта картина находится в разительном противоречии с тем, что мы наблюдаем в распределении мощностей силурийских отложений во внешней зоне Аппалачей и в периферийных прогибах, обрамляющих с юга миогеосинклиналь Атласа. И там и тут по направлению к геосинклинали мощность отложений заметно увеличивается.

Южнее, в зоне платформенного осадконакопления Африки, замещение тонкообломочных карбонатно-глинистых отложений

более грубыми глинистыми с примесью песчанистого материала происходит с запада на восток, т. е. опять же по мере удаления от поднятия Внутренних Аппалачей. Мощность силура не превышает здесь первых сотен метров, причем нельзя говорить о сколько-нибудь заметном и закономерном возрастании их при движении с запада на восток.

Все сказанное однозначно свидетельствует о том, что никакого сближения Африки и Северной Америки в силуре не было. В целом в отношении реконструкции, показанной на рис. 9, можно повторить ранее высказанное заключение: имеющийся фактический материал не только не подтверждает ее, но прямо ей противоречит.

ДЕВОН

В Северной Африке в девонском периоде в целом сохранилась та же палеогеографическая обстановка, что и в силуре (рис. 10).

В миогеосинклинали Атласа нижний и средний отделы девона представлены карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. В строении верхнего девона участвуют флишoidные песчано-глинистые породы, замещающиеся в Месете конгломератами и аркозовыми песчаниками. В ряде районов в границах миогеоинклинали ранне- и среднедевонская эпохи были временем поднятия. Эти движения, по-видимому, были отзвуками позднекаледонских событий, проявившихся в Европе.

В Антиатласе в конце жединского века произошли кратковременные поднятия, быстро сменявшиеся новыми опусканиями. В целом тектонический режим этой зоны отличался в раннедевонскую эпоху известной неустойчивостью, что выразилось в фацальной пестроты накапливавшихся отложений, местных перерывах и несогласиях. Здесь накапливались песчаники и сланцы с многочисленными прослоями известняков. В среднем девоне обстановка стабилизировалась, но в позднедевонскую эпоху область вновь испытала неоднократные поднятия. Регрессии имели место на границе среднего и верхнего девона и в первой половине фаменского века. Средний и верхний отделы сложены карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. Суммарная мощность девонских отложений достигает на равнине Дра (северный борт впадины Тиндиф) 4000 м, но быстро уменьшается отсюда в западном, восточном и южном направлениях до первых сотен метров. При движении на юг изменяется и фацальный облик девонских осадков. Они становятся более мелководными. К востоку карбонатно-песчано-глинистые породы сменяются карбонатными, а последние, в свою очередь, замещаются в долине Сауры (Угарта) песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Мощность их здесь возрастает до 2000—2500 м.

Таким образом, миогеоинклиналь Атласа в девоне обрамля-

лась с юга передовым прогибом, протягивавшимся от Антиатласа на западе до Угарты на востоке. В северной, пригеосинклинальной зоне этого прогиба среднепалеозойские отложения испытали во время герцинской складчатости слабые дислокации. Возможно, что восточная, угартская зона этого прогиба имела уже не перикратонный, а интракратонный характер.

За пределами передового прогиба, на платформе, как и в силуре, продолжали существовать морские условия. Девонский бассейн занимал примерно ту же площадь, что и силурийский, но был более мелководным. В западной половине его накапливались терригенно-карбонатные отложения (песчаники, глинистые сланцы, известняки). В восточном направлении количество прослоев известняков (играющих большую роль в сложении девонских разрезов западных областей Северной Африки) постепенно уменьшается, и примерно на меридиане Тибести карбонатные породы исчезают и девон представлен песчанистыми отложениями. Аналогичная закономерность устанавливается при движении на юг вдоль западного побережья Северной Африки: в Мавритании в течение девонского периода накапливались песчаники, глинистые сланцы и известняки, замещавшиеся южнее (в границах современной Гвинеи) терригенными отложениями.

Почти вся Центральная и Южная Африка в течение девонского периода оставались областями размыва (рис. 10). В пределах этой громадной территории известны только две области развития девонских пород. Первая располагается на юге Ганы и представлена двумя разрозненными выходами: слоями Аккры и Секонди. В районе Аккры к девону несколько условно отнесена толща красных и желтых песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами, аргиллитами и конгломератами. Слон Секонди, мощность около 1200 м, сложены в основании озерными песчаниками и глинистыми сланцами, причем глинистые сланцы напоминают ленточные глины и содержат неокатанные глыбы пестрого петрографического состава. Вверх они сменяются битуминозными, железистыми и известковистыми сланцами с обильной фауной, по-видимому, указывающей на девонский возраст вмещающих отложений.

Вторая область, значительно большая по площади, располагалась на крайнем юге Африки, в Капской провинции. Здесь в девонском периоде формировались преимущественно континентальные песчано-глинистые отложения. В раннем девоне в эпоху кратковременной трансгрессии, континентальное осадконакопление сменилось на время морским. В мелководном бассейне накапливались терригенные осадки.

На востоке Северной Америки девонский период был временем очень напряженных тектонических движений. В Северных Аппалачах в Акадском прогибе нижний девон представлен песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими потоки базальтов и риолитов. Как уже отмечалось, формированию этой толщи,

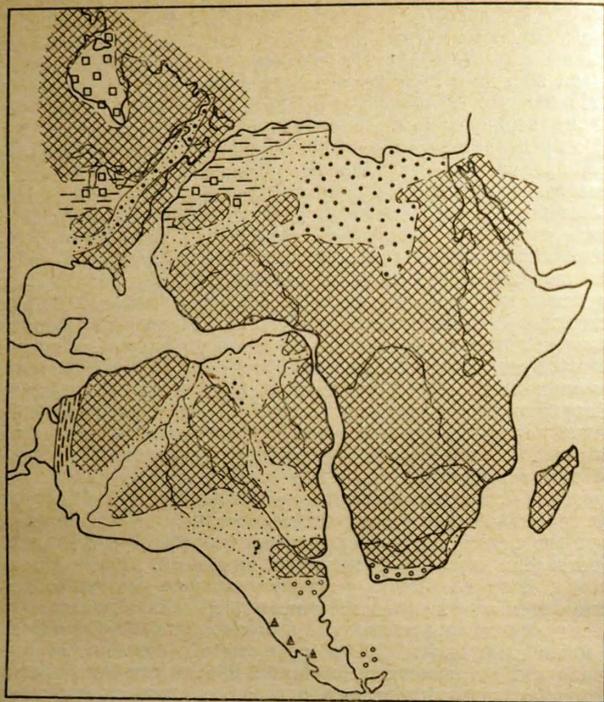


Рис. 10. Палеогеографическая схема для девонского периода

Условные обозначения см. на рис. 8

возможно, предшествовала слабая складчатость (Rodgers, 1967). Дальше к северу, на Ньюфаундленде, где рубеж силура и девона ознаменовался интенсивной складчатостью, в раннем девоне возникла межгорная впадина, в которой накапливались грубообломочные континентальные отложения.

В среднедевонскую эпоху в Акадской провинции начались поднятия и складчатость (раннегерцинская, или акадская), предшествовавшая и сопровождавшаяся мощным гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом. Роджерс связывает с концом раннего девона и среднедевонской эпохой (акадским орогенезом) основные магматические проявления и

метаморфизм Северных Аппалачей (Rodgers, 1967). Наиболее интенсивно раннегерцинская (или позднекаледонская?) складчатость проявилась в зоне, протягивавшейся от центральных районов Ньюфаундленда до восточного Коннектикута.

В Южных Аппалачах внутренняя зона (Пидмонт и Голубые горы) в течение девонского периода, по-видимому, были областью размыва. В позднедевонскую эпоху здесь усилились поднятия. Однако в целом девонские движения Южных Аппалачей намного уступали по своему размаху движениям, развивавшимся на севере пояса.

Во внешней зоне Аппалачей в девоне накапливались терригенные отложения, в распределении которых по площади очень точно отражаются синхронные движения, происходившие во Внутренних Аппалачах. На севере, в штатах Нью-Йорк и Пенсильвания, в связи с интенсивными поднятиями Акадской провинции формировалась грубообломочная молассоидная толща красноцветных песчаников. К югу они замещались сравнительно маломощными и более тонкими осадками, накапливавшимися в ходе слабых восходящих движений Пидмонта.

На платформе, в областях, прилегавших к Аппалачской геосинклинали, в девоне накапливались преимущественно песчано-глинистые отложения. По мере удаления от геосинклинали они замещались существенно карбонатными осадками. В Мичиганском бассейне в среднедевонскую эпоху формировались эвапориты.

В Южной Америке в конце силурийского — начале девонского периода произошли кратковременные поднятия, сменившиеся вскоре опусканиями, сопровождавшимися обширной трансгрессией. В Амазонской синеклизе разрез девона начинается толщей темных железистых песчаников, местами кварцитовидных, местами рыхлых, содержащих обильную фауну, близкую к ранне- и среднедевонской фауне Северной Америки. Они перекрываются черными и желтоватыми глинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков, содержащих морскую среднедевонскую фауну. Верхнедевонский отдел также представлен морскими осадками — глинистыми сланцами и песчаниками с фауной. Мощность девонских отложений составляет первые сотни метров.

Девонское море, покрывавшее территорию Амазонской синеклизы, распространялось и на северо-восток Южной Америки, во впадину Парнаибы, но здесь, по-видимому, существовали более мелководные, а местами и лагунные условия. Основание разреза девонских отложений сложено глинистыми песчаниками, с редкой фауной брахиопод, рыб, эвриптерид, указывающих на раннедевонский возраст вмещающих пород. Наряду с фауной встречаются отпечатки псилофитов. Среднедевонский отдел сложен светлыми песчаниками и алевролитами с остатками криноидей, членистоногих, рыб, остракод и брахиопод и раститель-

ными отпечатками. К верхнему отделу относится пачка алевролитов и глинистых сланцев с прослоями песчаников с брахиоподами. Мощность девонских отложений в синеклизе Парнаиба колеблется от 200—300 до 700—800 м.

Амазонско-Парнаибский девонский эпиконтинентальный морской бассейн, по-видимому, отделялся от другого крупного девонского прогиба, располагавшегося в современных юго-восточных штатах Бразилии, Парагвае и Боливии, околоширотной приподнятой зоной, лежавшей в пределах Бразильского щита. Возможно, временами между этими бассейнами устанавливалась прямая связь через узкий меридиональный пролив, находившийся на месте среднего отрезка нынешней долины р. Токантинс.

В восточной части девонского прогиба юго-восточной Бразилии — Боливии разрез начинается немой толщей песчаников с линзами конгломератов и прослоями алевролитов и глин. В этих отложениях была обнаружена ограниченная и исстрихованная галька, принесенная, по мнению Маака, плавучими льдами (Харрингтон, 1959а). Выше залегают темно-зеленые глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников. Эти слои содержат обильную фауну брахиопод, пелеципод, гастропод, остатки губок и иглокожих, свидетельствующих об их нижнедевонском возрасте. Мощность девонских отложений бассейна р. Параны не превышает первых сотен метров.

Высказывается мнение по поводу того, что, поскольку в настоящее время девонские отложения Паранского бассейна не выходят непосредственно к побережью Атлантического океана, девонское море трансгрессировало в этот бассейн с запада и не доходило до современного восточного края континента. Это заключение, по-видимому, нуждается в уточнении, так как при движении с запада на восток, из штата Мату-Гросу в штат Парана наблюдается увеличение мощности морских отложений нижнего девона и замещение в их составе относительно грубых песчаных пород глинистыми. Эти факты, а также сходство морской девонской фауны Паранского бассейна и Фолклендских островов, заставляют признать, что нижнедевонское море проникало в Паранский бассейн не только с запада, но и с востока, со стороны нынешнего Атлантического океана.

Из юго-восточной Бразилии девонское море трансгрессировало в центральные районы современного Уругвая, где накопилось 300-метровая толща конгломератов, белых и красных песчаников, глинистых и гематитовых сланцев с фауной нижнего девона (Харрингтон, 1959в).

В юго-восточном Парагвае девон представлен отложениями, сходными с распространенными в Бразилии и Уругвае, — красноватыми и белыми песчаниками с тонкими прослоями пестроцветных сланцев, содержащими морскую фауну. В районе Чако при бурении была вскрыта мощная толща черных глинистых сланцев и алевролитов с фауной нижнего девона.

Наконец, в восточных районах Аргентины девонские отложения развиты в южной Сьерре Буэнос-Айрес и на Фолклендских островах. В первом районе они представлены в основании песчаниками и конгломератами, залегающими с несогласием на силурийских породах. Выше залегают розовые, красноватые и белые кварциты, перекрытые глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими фауну нижнего девона. Мощность этих отложений составляет 1200 м. Девон Фолклендских островов очень близок по составу отложений и их фаунальной принадлежности к разновозрастным образованиям южных гор Буэнос-Айрес. Его мощность приближается к 3000 м.

Сопоставление. Сдвигание палеогеографических схем для девонского периода в пределах Африки, Южной и Северной Америки в соответствии с разработкой Булларда, Эверетта и Смита показывает почти полную несогласованность структурного плана Африки и Южной Америки и как будто бы неплохую сходимость Африки и Северной Америки. Согласно этой реконструкции, обширная приподнятая область, охватывавшая в течение всего девона часть Западной Африки, весь центр континента и большую часть его юга, оказывается сближенной с девонскими морскими бассейнами востока Южной Америки. Раз за разом, на северо-востоке Бразилии, в нижнем течении р. Сан-Франсиску и на юго-востоке Бразилии, подходя к современному восточному побережью Южной Америки, эти прогибы обрезаются им и не переходят на противолжащий континент (рис. 10).

Выходы проблематичного девона на юге Ганы, несмотря на известное литологическое сходство его с девоном Южной Америки, не могут изменить этого заключения. Дело в том, что слои Аккры и Секонди литологически сходны не с девонем Амазонской синеклизы или синеклизы Мараньяо, которому они противолежат, а по наличию железистых сланцев и морского тиллита очень напоминают девон прогиба Параны. С последним же выходы района Аккры, в соответствии с мобилистской реконструкцией, никак не могли сообщаться. Кроме того, следует учитывать, что первый из указанных признаков вряд ли может использоваться для диагностики сближенности континентов в девоне, поскольку в этот период в ряде удаленных областей происходило накопление руд железа. Достаточно вспомнить, например, приуроченное к девонским отложениям крупное месторождение Гара Джебилет, расположенное на южном борту впадины Тиндуф. Наконец, и это, пожалуй, главное, вряд ли допустимо обосновывать те ответственные выводы, на которые претендует гипотеза дрейфа, двумя разрозненными крошечными выходами, к тому же сложенными породами, истинный возраст которых по-настоящему не установлен.

Единственные девонские прогибы Африки и Южной Америки, которые более или менее точно противостоят друг другу и могут рассматриваться в качестве возможной единой структу-

ры, — это южная Сьерра Буэнос-Айрес и юг Капской провинции. Этот вопрос имеет принципиальное значение и будет достаточно подробно разобран в главе 5.

На первый взгляд между девонскими континентами Африки и Северной Америки устанавливается гораздо лучшая (с точки зрения гипотезы дрейфа) согласованность, чем между Африкой и Южной Америкой. Однако более внимательно сопоставление Западной Африки и востока Северной Америки заставляет признать эту согласованность иллюзорной.

В соответствии с реконструкцией Булларда, Эверетта и Смита (Bullard et al., 1965), Ньюфаундленд должен был располагаться в девоне в непосредственной близости к западному Атласу, а Антиатлас — к Акадской провинции Северных Аппалачей. На территории Ньюфаундленда в раннедевонскую эпоху произошли интенсивные поднятия и складчатость, обусловившие последующее накопление грубообломочной молассы. Как это ни странно, но в расположенном рядом Атласе эти события не получили ни малейшего отражения. В течение раннего девона здесь накапливалась монотонная карбонатно-терригенная толща, свидетельствующая об устойчивых прогибах. Формационный состав этой толщи не изменялся по мере приближения к области поднятий и складчатости Ньюфаундленда.

С конца раннего или начала среднего девона напряженные тектонические движения охватили Северные Аппалачи (Акадскую провинцию). Поднятия и складчатость сопровождалась мощным интрузивным магматизмом. В то же время в прилегающем к Акадской зоне Антиатласе среднедевонская эпоха ознаменовалась значительной стабилизацией тектонического режима, до этого (в раннем девоне) относительно неустойчивого. В течение раннего и среднего девона в Антиатласе накапливались карбонатно-терригенные отложения, мощность которых, максимальная в долине Дра, сокращалась на запад, по направлению к Акадской провинции. Такие соотношения двух смежных областей, из которых одна переживала эпоху резких поднятий и складчатости, невозможны не только теоретически. Они противоречат громадному фактическому материалу, который накоплен геологами за последние полтора столетия.

Лишь после того, как поднятия Северных Аппалачей начали затухать, в позднедевонскую эпоху в некоторых районах Западной Африки произошли местные поднятия, сопровождавшиеся формированием конгломератов.

К Южным Аппалачам (см. рис. 10) с востока прилежит платформенная область Мавритании, Сенегала и Гвинеи. Однако поднятие внутренней зоны Южных Аппалачей никак не отразилось на составе платформенных отложений. В Мавритании в течение всего девонского периода накапливались карбонатно-терригенные, а в Гвинее терригенные отложения. Интересно отметить, что простирание границы зоны формирования карбонат-

ных пород резко несогласно с простиранием Аппалачей. Эта граница подходит к Аппалачам почти под прямым углом.

Мощности девонских отложений Западной Африки отчетливо контролируются герцинидами Атласа. Вдоль последних располагается краевой прогиб, в пределах которого мощности девона характеризуются максимальными значениями. За границами передового прогиба, на платформе мощности девонских отложений резко сокращаются до первых сотен метров. Ни в геосинклинали, ни на платформе не отмечается увеличения мощностей девонских отложений в направлении Аппалачей, а в некоторых случаях наблюдается их сокращение при движении с востока на запад. В некоторых районах установлено выпадение из разреза всей девонской системы, но эти районы всегда оказываются расположенными не вблизи Аппалачей, а во внутренних областях континента.

В целом для девонских разрезов Западной Африки характерна большая роль карбонатных отложений в Приатлантической зоне и постепенное сокращение числа прослоев известняков в восточном направлении, а не в западном, в направлении Аппалачских поднятий.

Наконец, в отличие от внутренней зоны Аппалачей, где в течение средне- и позднедевонских эпох последовательно проявились ультраосновная, основная и гранитоидная интрузии, в прилегающих областях Африки это время отличалось полной амагматичностью.

Таким образом, все факты ясно свидетельствуют против возможности соединения девонских материков Африки и Северной Америки. В ситуации, подобной описанной, такое соединение выглядело совершенно противоестественно. В подтверждение сказанного можно напомнить хотя бы, как резко отразились раннегерцинские движения Внутренних Аппалачей на составе и мощности отложений, выполнявших миогеосинклиналь внешней зоны и слагающих чехол Североамериканской платформы. Вряд ли нужно доказывать, что соотношения между девонскими поднятиями Внутренних Аппалачей и седиментационными бассейнами, окаймлявшими их с запада и севера, составляют не исключение, а абсолютное правило. Подтверждение этому легко найти в любой складчатой зоне, независимо от ее возраста и глобального положения.

В заключение следует подчеркнуть, что изменения направленности и последовательности вертикальных движений, проявлений складчатости, магматической деятельности, состава отложений неизменно связываются с современными границами континентов. До этих границ никаких оцутных изменений, которые могли бы указывать на приближение к геосинклинали (или на удаление от нее), находящейся на стадии интенсивных поднятий и складчатости, в этих характеристиках не отмечается.

В геосинклинальной зоне Атласа переход от девона к карбону ознаменовался сменой восходящих движений нисходящими. В разрезе этому событию отвечает замещение грубообломочных (конгломераты) пород позднего девона относительно тонкообломочными (кварциты) этренскими слоями. В течение турнейского века и в начале визе морской бассейн постепенно расширялся. Максимум трансгрессии пришелся на середину позднего визе, после чего начались поднятия, по-видимому, сопровождавшиеся в восточных районах Атласа излияниями спилитов, андезитов и трахитов, а иногда и риолитов (рис. 11).

Поднятия были кратковременными и в намоуре возобновилось прогибание. Оно было прервано в вестфальском веке интенсивной складчатостью, дислоцировавшей палеозойские отложения. В эту эпоху осадконакопление локализовалось в небольших межгорных впадинах типа Эз-Зелига. Развитие этих впадин прекратилось в предстефанское время, в эпоху формирования герцинских глыбовых складок допалеозойского фундамента.

В Антиатласе морские условия позднего девона в отдельных районах сохранились и в этренское время, когда происходило накопление глинистых осадков, замещавшихся в западном направлении песчанистыми. Однако в большинстве случаев турнейской седиментации предшествовал перерыв, и каменноугольные слои залегают трансгрессивно на более древних породах.

Относительно слабые прогибания в турнейский век, сопровождавшиеся образованием песчано-глинистых осадков, усилились в визейском веке. Во второй половине его терригенные отложения, иногда обогащенные растительными остатками, сменялись мощными коралловыми и продуктусовыми известняками. В самом конце визейского века произошло обмеление бассейна, сопровождавшееся образованием гипсов. Новая трансгрессия произошла в намоуре. Она привела к возобновлению карбонатной седиментации. Эта трансгрессия была относительно кратковременной. Она сменялась поднятиями, обусловившими обмеление бассейна, смену морских фаций прибрежными и лагунными, а позже, в стефанском веке, и континентальными.

Преднамоурские поднятия сопровождались внедрением многочисленных силлов и даек долеритов, инъецировавших весь разрез палеозоя до визейского яруса включительно и часто смятых в складки вместе с вмещающими слоями.

Посленамоурские поднятия, по-видимому, были генетически связаны с двумя эпохами складчатости, синхронными каменноугольной складчатости Атласа. Первая относится к вестфальскому веку. Она сопровождалась формированием складок в палеозойских отложениях. Вторая падает на стефанский век, когда одновременно с внедрением гранитной интрузии произошли глыбовые деформации допалеозойского фундамента.

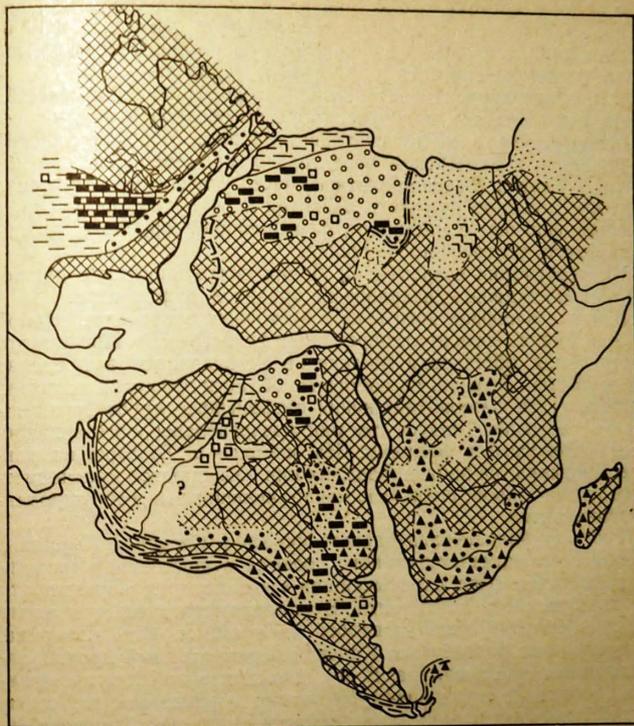


Рис. 11. Палеогеографическая схема для каменноугольного периода
Условные обозначения см. на рис. 8

К югу и востоку от Антиатласа в динантскую эпоху располагался обширный эпиконтинентальный бассейн, протягивавшийся от впадины Тиндуф на западе до современного Суэцкого перешейка на востоке. Отдельные крупные заливы этого моря прорникали далеко на юг в районы нынешних плато Эннеди (Чад), впадин Мурузк (Ливия) и Тауденни (Мали).

В турнейском веке в этом бассейне накапливались терригенные песчано-глинистые отложения. Визейский ярус на западе впадине Тиндуф, представлен терригенно-карбонатными осадками, к востоку карбонатные породы выклиниваются, и в районе Сауры ярус сложен песчаниками и глинистыми сланцами.

Еще далее к востоку, около Бешара, в разрезе вновь появляются известняки с кораллами и продуктусовой фауной. В районе Эннеди выделан сложен песчаниками и мергелистыми известняками, накопившимися в лагунных условиях.

В намыре эпиконтинентальный Североафриканский бассейн начал втягиваться в поднятие. Морское осадконакопление постепенно уступало место континентальному. Морские условия сохранились в намырском веке только на севере, в прогибе Сауры — Угарта. Озерно-болотные, часто угленосные отложения достигли особенно широкого развития в вестфальское время, с которым связано, в частности, формирование крупного Колон-Бешарского угленосного бассейна.

На территории современной Ливии послединантские движения сопровождалась излияниями трахитов и риолитов.

В конце вестфальского века в восточных областях Северной Африки имела место кратковременная трансгрессия. После этого регрессивная обстановка постепенно установилась в пределах всей Северной Африки. Ее восточные области испытали поднятие и разрыв. На западе отложения стэфанского яруса известны лишь во впадине Тиндуф, где они представлены континентальными угленосными фациями. На восток — в Бешаре, на равнине Джафара, на западе Фещана они замещаются красноцветными гипсоносными осадками, накопившимися в изолированных синеклизах.

К югу от эпиконтинентального бассейна Северной Африки в течение всего каменноугольного периода существовала громадная область размыта, охватывавшая всю экваториальную и почти всю южную части континента. В раннекаменноугольную эпоху осадконакопление локализовалось на крайнем юге материка, где продолжал развиваться Капский перикратонный прогиб, заложившийся еще в силуре. В его пределах в динанте завершилось накопление серии преимущественно морских осадков свиты Виттеберг: белых кварцитов и глинистых сланцев с линзами известняков и прослоями гравелитов. Формирование пород свиты Виттеберг было прервано крупными поднятиями, по-видимому, охватившими большую часть Южной Африки. Послединантское поднятие южных районов Африки сопровождалось дислокацией дожаррусских отложений, которые были смяты в открытые синклинали, антиклинали и моноклиналильные флексуры.

В верхнекаменноугольную эпоху эти поднятия обусловили оледенение, охватившее ряд крупных областей. Наибольшие площади ледниковые образования занимали в синеклизах Карру, Калахари и Конго. Значительно более скромное развитие они имели в пределах ряда грабенов: Лимпопо, Замбези, Рухуку и др.

В синеклизе Карру ледниковые отложения представлены тиллитами с прослоями кварцитов и глинистых сланцев. В южном Карру мощность этих интергляциальных отложений достигает

местами 300 м. В сложении межледниковых горизонтов наряду с континентальными образованиями участвуют слон морского генезиса. По данным Тайхерта (Teichert, 1974) и ряда других исследователей, на юго-западе Капской провинции, в районе Лейнгсберга, верхнедвайские сланцы представляют собой флиш, сформировавшийся в паралических условиях. В Капской провинции и на юге Оранжевой республики разрез серии Двайка завершается паккой, известной под названием «белый пласт». Она включает прослой, содержащие остатки морских рептилий (Mesosaurus) и радиоларии. Некоторые геологи склонны относить верхнедвайские сланцы к перми (Teichert, 1974).

В северной Карру моренные отложения (тиллиты) накапливались в пределах низменности, постепенно затоплявшейся по мере отступления ледника. В этом внутриконтинентальном бассейне тиллиты оказались перекрытыми валунными глинами. Суммарная мощность серии Двайка составляет на юге Капской провинции 600—800 м, уменьшаясь в северном направлении.

В синеклизе Калахари выходы тиллитов Двайка установлены на севере Намибии, в бассейне Кунене, юго-западнее Францфонтейна, в районе Гротфонтейна и Ватерберга. В центральной части Намибии ледниковые отложения занимают большую площадь между Марианталем и Кетмансхопом. Разрез представлен тиллитами, переслаивающимися с валунными глинами, глинистыми сланцами и песчаниками. Сланцы и песчаники содержат морские ископаемые — рыб, гастропод, криноидей, — указывающих на кратковременное вторжение моря с запада. Мощность ледниковой части разреза серии Двайка достигает здесь 300 м.

На юге Намибии серия Двайка сложена песчаниками, аргиллитами и известняками с прослоями валунников, сменяющимися либо вверх по разрезу, либо латерально валунными глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими пласты яснослоистых аргиллитов. Тиллиты перекрыты голубыми и зелеными аргиллитами, содержащими в основании остатки пластинчатожаберных и гастропод.

В центральных районах Намибии слон серии Двайка залегают с восточными падениями, в сторону пустыни Калахари. Не исключено, что они могут быть широко развиты в пределах последней. Это предположение косвенно подтверждается присутствием тиллитов, зеленатовых и черных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников Двайка, вскрытых буровыми скважинами на востоке Ботсваны (Green, 1959; Green, Poldervaart, 1952; Hughton, 1963).

Ледниковые и водно-ледниковые отложения Карру и Калахари, по-видимому, накапливались в пределах единого крупного бассейна. Севернее располагалась другая область оледенения, не сообщавшаяся с зоной Карру-Калахари. Она охватывала восточные районы республики Заир и, возможно, продолжалась оттуда на север Анголы.

На востоке Заира позднекаменноугольные слои установлены в ряде районов, от бассейна Итури на северо-востоке до Катанги на юге (Каэн, 1958). Они выделены здесь в нижний ярус серии Лукуга. В бассейне Итури к нему относятся ледниковые конгломераты и аркозы с несортированными глыбами пород фундамента. Южнее, в областях Киву и Маньема тиллиты установлены в Валикале, бассейнах Ловы и Луаламы и около Кансонго.

На севере Катанги в опорном разрезе Лукуги верхнекаменноугольный отдел представлен красноцветными песчаниками и пестроцветными глинистыми сланцами с прослоями тиллитов. Мощность этих отложений оценивается в 300 м. В центральных и южных районах Катанги моренные и околледниковые слои известны в верховьях р. Луаламы (около Колвези), по рекам Луабо, Лубуди и в бассейне р. Ловои. Здесь их мощность не превышает первых десятков метров.

С серией Лукуга Заира в Анголе параллелизуется свита Лутоз, в сложении которой участвуют тиллиты с подчиненными прослоями песчаников. Мощность этих отложений не превышает 50 м. Они распространены на междуречья Луи и Куанса, в долинах Чиумбе и Чикана и на водоразделе рек Чиумбе и Лубембе.

На востоке Африки ледниковые отложения (аркозовые песчаники, конгломераты и тиллиты) известны в Кении вдоль дороги Момбаса — Найроби (Pulfrey, 1958). В Танзании в ряде угленосных бассейнов в основании разрезов были описаны возможные тиллиты.

Формирование ледниковых отложений в Центральной Африке происходило в основном в верхнем карбоне. Не исключено, что в некоторых районах оледенение повторилось в начале перми (Каэн, 1958; Cahen, Lepersonne, 1958). На юге континента, по Дю Тойту (1957), тиллиты датируются верхним карбоном, а верхние бестиллитовые горизонты серии Двайка — нижней пермью. Эти датировки были подтверждены Барбосой, отнесшим тиллиты к намиорскому и вестфальскому ярусам, а песчано-сланцевые горизонты серии — к стефанскому ярусу и низам перми (Barbosa, 1958), и приняты Р. Мааком (1963).

Как уже отмечалось, на востоке Северной Америки среднедевонская складчатость и интрузивный магматизм обусловили общее поднятие внутренней зоны Аппалачей. Эти восходящие движения сопровождалось образованием межгорных прогибов. На севере, в Ньюфаундленде эти прогибы возникли еще в позднем девоне, а в пределах северных Аппалачей их заложение произошло в миссисипии. В этих прогибах в течение миссисипского и пенсильванского периодов накапливались молассы, преимущественно континентальные, красноцветные, существенно угленосные. На севере Аппалачей в молассовой толще наблюдаются прослои эвапоритов. Формирование раннекаменноугольной молассы сопровождалось основным вулканизмом и комаг-

матичной ему интрузией гранитов и сиенитов. Размах нисходящих движений в пределах межгорных прогибов в течение миссисипии и пенсильванья был очень значительным и достигал 5—6,5 км (см. рис. 11).

Внутренняя зона южных Аппалачей в карбоне оставалась областью поднятия и размыта, поставившей обломочный материал во Внешнюю зону. Поднятия Пидмонта и Голубых гор, достаточно интенсивные в начале миссисипии, постепенно ослабевали. В результате во Внешней зоне грубообломочные отложения низов миссисипии (песчаники и конгломераты) сменялись тонкообломочными (песчаники, глинистые сланцы, известняки). Миссисипиоидные движения сопровождалась в Пидмонте внедрением гранитоидов.

В пенсильванском периоде поднятия внутренней зоны Южных Аппалачей вновь усилились. Это привело к формированию в передовом прогибе Внешней зоны угленосной молассы, мощностью около 3000 м.

К западу от Аппалачей, в пределах Североамериканской платформы разрез миссисипии начинается глинистыми сланцами, сменяющимися вверх известняками и доломитами. В южном и восточном направлениях карбонатные отложения полностью или частично замещаются терригенными. В некоторых синеклизах в составе системы присутствуют эвапориты. Максимальные мощности системы наблюдаются в синеклизах, где они не превышают 700—800 м.

В пенсильванском периоде вдоль восточной периферии платформы располагалась обширная прибрежная равнина, окаймлявшаяся с востока прогибом внешней зоны. В ее границах накапливались часто чередующиеся угленосные и морские карбонатные отложения.

В Южной Америке на рубеже девона и каменноугольного периода произошли крупные поднятия, охватившие центр континента и большую часть его восточной окраины. В динанте осадконакопление локализовалось в синеклизе Парнаиба (Маранья), где отлагались в лагунных и континентальных условиях песчаники и алевролиты с тонкими пластами угля. Мощность этих пород не превышает 200 м.

К югу от прогиба Парнаиба, в штатах Сан-Паулу и Парана интенсивные поднятия в динантскую эпоху, по-видимому, привели к возникновению оледенения. По данным Барбосы (Barbosa, 1958), тиллиты, развитые в основании гондванского разреза этих штатов, ассоциируются со слоями, содержащими визейскую флору, обогащенную турнейскими формами. Второй центр раннекаменноугольного оледенения располагался в западных грядях Пампы Аргентины. После излияния риодацитов здесь накапливались пестроцветные песчаники, аргиллиты и конгломераты с тонкими пропластками угля и подчиненными пластами, содержащими морскую фауну. Конгломератам частично припи-

сывается ледниковый генезис. Общая мощность этой толщи достигает 2200 м (Харрингтон, 1959а). Барбоса параллелизует с нижнекаменноугольными отложениями Пампы тиллиты, слагающие нижние горизонты гондванской толщи гор Буэнос-Айрес (Barbosa, 1958).

В пенсильванском периоде нисходящие движения постепенно захватили ряд областей в пределах Бразильской платформы. В раннепенсильванскую эпоху в синеклизу Парнаиба трансгрессировало море и началось накопление красноцветных алевролитов, глинистых сланцев и известняков, содержащих морскую фауну. Эти морские слои прослежены на запад от впадины Парнаиба в бассейны рек Арагуая и Шингу.

В Пенсильвании же возобновилось прогибание Амазонской синеклизы. По ее бортам накапливались известняки с фауной, глинистые сланцы, песчаники и гипсы. К центру синеклизы, в нижнем течении рек Мадейры и Тапажос, по данным бурения, эти слои замещаются мощной соленосной толщей с подчиненными пластинами алевролитов, сланцев и известняков, прорванной многочисленными силами и дайками диабазов. Вскрытая мощность эвапоритов достигает здесь 770—1500 м, причем скважины не достигли основания соленосных отложений.

Другой крупной пенсильванский бассейн располагался в современных южных штатах Бразилии — Парана, Сан-Паулу, Санта-Катарина, Мату-Гросу, Риу-Гранди-ду-Сул. Гондванский разрез начинается здесь переслаивающимися ледниковыми, озерно-ледниковыми, флювиогляциальными и морскими отложениями: тиллитами, ленточными глинами, песчаниками, алевролитами и углями (Оливейра, 1959). По данным Оливейры, количество горизонтов тиллитов в целом увеличивается при движении с юга на север. В штате Риу-Гранди-ду-Сул и на юге штата Санта-Катарина в разрезе пенсильванья отмечен один горизонт ледниковых образований (Барбоса выделяет в Риу-Гранди-ду-Сул два ледниковых горизонта, разделенных пачкой угленосных отложений), в центральных районах Санта-Катарина установлено два пласта тиллитов, в штатах Парана и Мату-Гросу — три и в Сан-Паулу — четыре¹. В этом же направлении (с юга на север) мощность ледниковых отложений увеличивается со 100 до 1000 м.

Отсутствие в южных штатах Бразилии эквивалентов нижних и верхних тиллитовых пачек, развитых в штатах Парана и Сан-Паулу, и исчезновение гляциальных и флювиогляциальных фаций в бассейне р. Арагуая свидетельствует о расположении центра пенсильванского оледенения Бразилии к северу от нынешнего штата Сан-Паулу и к востоку от р. Арагуая, в восточных райо-

¹ Таким образом, общее число горизонтов ледниковых отложений, с учетом нижнекаменноугольных тиллитов, равно в штате Парана четырем, а в Сан-Паулу — пяти (Barbosa, 1958).

нах штата Гояс и северных Минас-Жериас, т. е. в границах современного Бразильского нагорья (Bowen, 1969). Эти факты указывают также на постепенное разрастание этого оледенения в течение намюрского и вестфальского веков.

В намюре оледенение локализовалось в штатах Парана и Сан-Паулу Бразилии, в Пампе и горах Буэнос-Айрес Аргентины. Максимального развития оно достигло в вестфальском веке, когда оледенение продвинулось в штаты Санта-Катарина и Риу-Гранди-ду-Сул. В штатах Парана и Сан-Паулу формирование ледниковых отложений прерывалось эпохами угленакпления. В стефанском веке началась деградация оледенения. В это время ледниковые отложения накапливались в штатах Мату-Гросу, Минас-Жериас, Парана и Сан-Паулу и в Пампе Аргентины. К концу стефанского века во всех перечисленных областях формирование тиллитов прекратилось, и на смену ледниковым образованиям пришли угленосные отложения.

Мощность отдельных ледниковых горизонтов измеряется десятками метров, достигая максимально 100 м. Междледниковые слои имеют значительно большую мощность.

Смешанные ледниковые, озерно-болотные и морские отложения, выделяемые в Бразилии в «группу» Итараре, перекрываются преимущественно угленосными слоями «группы» Гуата, которым приписывается верхнепенсильванский (поздвестфальский и стефанский) возраст.

На юге штата Санта-Катарина угленосная толща сложена массивными песчаниками, песчанистыми и углистыми сланцами с прослоями угля, в некоторых районах имеющими промышленное значение. На юге штата Парана разрез начинается морскими отложениями, сменяющимися вверх песчаниками с единичными пластинами угля. В северных районах этого штата морские слои выклиниваются. В штате Сан-Паулу нижняя часть последледниковой серии образована известковыми и кремнистыми сланцами морского генезиса. Выше залегают глинисто-алевролитовые континентальные осадки.

На востоке штата Санта-Катарина разрез верхнего карбона меняется. Он представлен часто чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами с обильной морской фауной. К пластам песчаников приурочены многочисленные прослои углистых сланцев и углей.

На западе, в штате Мату-Гросу, отложения вестфальского яруса отсутствуют, а в сложении стефанского кроме тиллитов участвуют песчано-глинистые породы, накопившиеся в континентальных условиях.

По данным Оливейра (1959), угленосные отложения «группы» Гуата имеют верхнепенсильванский возраст, тогда как Барбоса (Barbosa, 1958) помещает верхние горизонты «группы» (морские и континентальные) в нижнюю пермь.

Пенсильванское оледенение, широко проявившееся на территории Бразилии, захватило и Уругвай. Здесь мощные ледниковые отложения, в строении которых участвуют массивные тиллиты, конгломераты, песчаники и глинистые сланцы, равна 350 м. Пласты тиллитов приурочены к нижней части разреза.

В Аргентине морской пенсильванский закартирован в северной Сьерре Буэнос-Айрес, где он сложен кварцитами, доломитами, глинистыми сланцами и известняками. В южной Сьерре Буэнос-Айрес, по данным Харрингтона (1959а), верхний карбон отсутствует. Однако Барбоса выделяет здесь над нижнепенсильванскими тиллитами поздневестфальские и стефанские континентальные и морские осадки, относит слои с *Eurydesma* к стефанскому ярусу.

Сопоставление. Сдвигание Африки с континентами Нового Света, проведенное в соответствии с мобилистскими реконструкциями и показанное на рис. 11, ясно свидетельствует об отсутствии каких-либо связей между каменноугольными структурами этих материков.

На севере Африки околосиротные и восток-северо-восточные структуры Атласа, Антиатласа и перикратонного прогиба при сближении с Северной Америкой должны были подходить под острым углом к поднятию внутренней зоны Аппалачей, срезаясь им. Последовательность тектонических движений в пределах этих, якобы соседствующих друг с другом областей, была совершенно различной. Во внутренней зоне Аппалачей весь каменноугольный период был временем устойчивых поднятий, осложненных в Северных Аппалачах прогибаниями в пределах узких межгорных впадин. Эти поднятия, напряженные в миссисипии, в пенсильванском периоде несколько ослабли на юге Аппалачей. Эти движения не сопровождалась складчатостью.

В отличие от этого на северо-западе Африки по крайней мере с конца турне преобладали нисходящие движения и накопление сначала сравнительно тонкообломочных песчано-глинистых пород, а начиная с визейского века, — мощных известняков, в значительной степени коралловых.

Если допустить, как того требует реконструкция Булларда, Эверетта и Смита, что непосредственно к востоку от раннекаменноугольного бассейна северо-западной Африки располагалось поднятие внутренней зоны Аппалачей, как известно поставившее грубообломочный материал в прогиб Внешней зоны на западе и в Бостонский прогиб на востоке, то в равной степени трудно объяснить как широкое развитие визейских кораллов в Африке, так и отсутствие там моллассоидных угленосных отложений. Это несоответствие не является единственным. Как отмечалось, в посленаюрское время палеозойские отложения северо-западной Африки испытали интенсивную складчатость, более поздняя, стефанская фаза которой затронула фундамент, сформировав в нем глыбовые структуры. Было бы

естественным ожидать, что эти тектонические революции должны были сказаться на характере движений и формационном составе отложений, формировавшихся в заведомой связи с зоной размыва Внутренних Аппалачей. Однако ни того, ни другого не отмечается. Раннепенсильванская складчатость Северной Африки ни в малейшей степени не изменила характер движений Внутренних Аппалачей. В северной части их в пенсильвании продолжалось устойчивое поднятие, темп которого не изменился по сравнению с миссисипийским периодом. В соответствии с этим не изменился и состав отложений, накопившихся в миссисипии и пенсильвании в прогибе Внешней зоны, примыкавшем к Северным Аппалачам. Каменноугольный разрез представлен в нем молассой. Еще большее несоответствие устанавливается во внутренней зоне Южных Аппалачей. Здесь в послемиссисипийское время темп восходящих движений резко ослабел и во внешнем прогибе начали отлагаться тонкообломочные породы, тогда как на противоположной территории Мавритании синхронные движения были достаточно напряженными.

Все сказанное свидетельствует о том, что изменение характера движений и формационной принадлежности осадков, формировавшихся в послединантское время в Северной Африке, не может быть поставлено в связь с событиями, развивавшимися в Аппалачах. Послединантские поднятия северных областей Африки, регрессия моря в их пределах и смена карбонатно-терригенной формации континентальной угленосной были обусловлены внутренним, автономным, тектоническим развитием этой территории.

Следовательно, имеющиеся факты не только не подтверждают мобилистскую реконструкцию, предполагающую сближение Северной Америки и Западной Африки, но и прямо противоречат ей.

Не лучше (если не хуже) обстоит дело и со связями каменноугольных структур Южной Америки и Африки.

Миссисипийские и пенсильванские отложения впадины Паранба и пенсильванские осадки Амазонской синеклизы обрезаются современной границей континента, не переходя в противоположные области Экваториальной Африки.

Ледниковые послединантские отложения Намибии, противоположные ледниковым образованиям Паранского бассейна Южной Америки, не выходят к современному атлантическому побережью континента и, по-видимому, не проникали в эту область и в эпоху своего накопления. В пользу этого свидетельствуют данные Хутона и Стреттена о направлении движения ледников в Намибии (Haughton, 1963; Stratten, 1969).

Разобшенность областей каменноугольного оледенения Южной Америки и Африки подтверждается материалами Оливейры и Барбосы, показывающими резкое выклинивание тилли-

товых горизонтов Паранского бассейна по мере приближения к нынешнему атлантическому побережью Бразилии.

Отсутствие связей между ледниковыми областями двух континентов устанавливается и по интрагляциальным морским отложениям в центральных районах Намибии, Капской провинции и Натале и аналогичным по генезису осадкам, прослаивающимся ледниковые и угленосные образования штатов Парана, Сан-Паулу, Санта-Катарина и Мату-Гросу. Направление морских ингрессий, развивающихся одновременно с формированием ледниковых толщ, с запада на восток на юго-западе Африки и с востока на запад в Паранском бассейне указывает на существование пенсильванского морского бассейна, разделявшего Африку и Южную Америку.

Единственный признак, как будто бы согласующийся с мобилистской реконструкцией относительного положения Африки и Южной Америки в карбоне, заключается в синхронности фазы максимального оледенения в пределах обоих континентов. И в Африке и в Южной Америке оно приходится на вестфальский век. Однако такая синхронность совершенно не доказывает былую сближенность материков. Она свидетельствует лишь о том, что в вестфальском веке Африка и Южная Америка располагались в пределах одной климатической зоны. В то же время значительные расхождения во времени начала и конца верхнепалеозойского оледенения на противоположных сторонах Атлантического океана, повсеместно связанные с современными границами материков, заслуживают специального рассмотрения и вряд ли могут свидетельствовать в пользу гипотезы мобилизма.

ПЕРМЬ

В Северной Африке в раннепермскую эпоху продолжали развиваться восходящие движения, охватившие страну с начала вестфальского века. К этому времени окончательно оформились зоны размыва в пределах Атласа и Антиатласа, а несколько позднее, но также в первой половине пермского периода, поднятие охватило почти весь север континента. В позднепермскую эпоху осадконакопление возобновилось в узкой широтной зоне, протягивавшейся вдоль современного средиземноморского побережья Марокко и Алжира. Здесь отлагались преимущественно континентальные красноцветные глинистые сланцы, песчаники и конгломераты (рис. 12).

Континентальные пермские отложения получили некоторое развитие и к югу от зоны размыва Антиатласа — Атласа, в пределах допермского перикратонного прогиба. Эта ранее единая структура в конце палеозоя распалась на ряд изолированных котловин, временами испытывавших погружение. Верхнеперм-

ские слои встречаются на ограниченных площадях во впадинах Тиндуф и Бешар-Абадла и в районе Сауры. Далее к востоку, на юге Туниса континентальные породы верхней перми сменяются мощными (до 1300 м) морскими слоями, сложенными песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Этот бассейн протягивался на восток в границы современной Ливии.

Позднепермскому седиментационному циклу в ряде областей предшествовали складчатые движения, особенно ясно проявившиеся в Антиатласе и впадинах Тиндуф и Бешар-Абадла. Не исключено, что со складчатостью этого времени были связаны глыбовые движения в прогибе Тауденни, сопровождавшиеся внедрением долеритов. В Тунисе и Ливии незначительные дислокации платформенного чехла произошли несколько позже, во второй половине пермского периода.

Вся сахарская и большая часть Экваториальной Африки в течение перми представляла устойчивую платформу, по-видимому, испытывавшую слабые поднятия. В Экваториальной Африке пермские отложения накапливались в нескольких изолированных синеклизах, наиболее крупная из которых располагалась в восточной части современной республики Заир и в Уганде. В пермском периоде здесь продолжалось формирование пород серии Лукуга (рис. 12).

Основаие разреза верхнего яруса серии, датирового А. Казном (1958) пермью, сложено черными сланцами, залегающими трансгрессивно на более древних образованиях. В строении свиты кроме черных и серых глинистых сланцев участвуют песчаные и известковистые сланцы и песчаники. Мощность этих отложений, сопоставляемых с нижними горизонтами свиты Экка Южной Африки, составляет в Уганде 25—160 м, на северо-востоке Заира не превышает 15—20 м, на севере Катанги, в опорном разрезе Лукуга — 120 м. В южных районах Катанги в отдельных выходах она изменяется от 50 до 100 м.

Стратиграфически выше сланцев согласно залегают отложения угленосной свиты: песчаники, глинистые и углистые сланцы с редкими маломощными пропластками угля, слоями и линзами конгломеративных песчаников и конгломератов. Мощность угленосных слоев в Центральной и Южной Катанге в ряде районов не превышает 20—30 м, достигая 100—125 м в долине Ловои и районе Лукуги.

Верхняя часть пермского разреза Заира обособляется в так называемую переходную свиту, сложенную сероцветными и красноцветными глинистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, конгломеративными песчаниками и конгломератами. Их мощность колеблется от 50—60 до 200—250 м.

Угленосная свита параллелизуется с верхнеэжкскими, а нижние горизонты «переходной» с нижнебофортскими слоями Капской провинции.

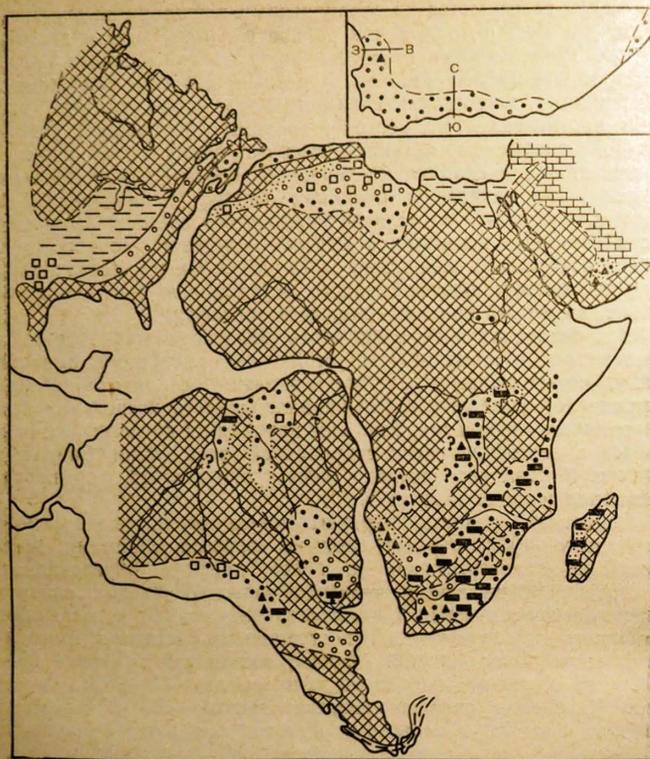


Рис. 12. Палеогеографическая схема для пермского периода

Условные обозначения см. на рис. 8

Изолированные выходы пермских отложений закартированы на севере Анголы. Они намечают контуры изолированной пермской впадины, в которой накапливались грубые железистые песчаники, черные глинистые сланцы с растительными остатками (сопоставляемые со свитой Экка Южной Африки) и тонкозернистые ясносланстые песчаники, содержащие в основании нижнебофортскую (верхнепермскую) фауну.

На юге Африки в пермском периоде существовали две крупные впадины. Одна из них протягивалась в северо-восточном направлении из современной Намибии, через ЮАР, Ботсвану, Родезию и Малави в Мозамбик и Танзанию. Здесь этот прогиб

сочленялся с пермским бассейном Кении. Вторая впадина занимала территорию нынешних Капской провинции, Оранжевой республики, Наталя, Трансвааля, Свазиленда и юга Родезии (рис. 12).

В Намибско-Танзанийском бассейне в раннепермское время накапливались преимущественно угленосные отложения свиты Экка.

В Намибии экские слои представлены сланцами с горизонтом песчаника, с которым связаны линзы углей. Их мощность достигает 200 м. На юге страны свита Экка сложена желтоватыми и зеленоватыми глинистыми сланцами, песчанистыми сланцами, песчаниками и известняками. В основании этой толщи наблюдаются скопления ископаемой древесины. Верхнепермские отложения в Намибии не известны.

Более полный разрез перми установлен в Ботсване. Выходы отложений свиты Экка закартированы в южных и восточных районах и, по-видимому, широко развиты под покровом отложений Калахари. Слои Экка залегают либо на тиллитах Двайка, либо трансгрессивно ложатся на докаррусские породы.

Низы свиты Экка, вскрытые бурением на востоке Ботсваны, сложены глинистыми сланцами и алевролитами. Над ними лежит угленосная пачка: песчаники, гравелиты и конгломераты с пластами углей.

После накопления отложений низов свиты Экка произошел поднятия и пенепленизация, в результате чего верхние горизонты свиты залегают на выровненной поверхности. Они образованы черными глинистыми сланцами с многочисленными пластами углей. Суммарная мощность верхнеэкских пород достигает 350—370 м.

Верхняя угольная пачка согласно перекрывается массивными аргиллитами свиты Бофорт. Судя по тому, что эти аргиллиты отделены несогласием от вышележащих пестроцветных аргиллитов, сопоставляемых с так называемыми красными слоями ЮАР, они могут быть условно отнесены к верхней перми.

В Родезии нижнепермские слои известны в двух районах — юго-восточнее водохранилища Кариба на западе и севернее р. Лимпопо на юго-востоке. Первый из них входил в Намибско-Танзанийский прогиб, второй — в Капско-Трансваальский.

На Западе Родезии около Уанки и в Себунгве нижнепермские отложения свиты Экка ложатся либо на докаррусские образования, либо на тиллиты Двайка. Они слагаются песчаниками, черными глинистыми сланцами, гравелитами и конгломератами, накапливавшимися в озерных и озерно-болотных условиях. Мощность этой толщи составляет 300—350 м в районе Уанки, увеличиваясь вдвое в Себунгве.

Северо-восточное продолжение нижнепермского бассейна запада Родезии устанавливается в восточных районах Замбии, в центральной части Мозамбика и на юге Малави.

На востоке Замбии пермские слои пользуются широким развитием в бассейне р. Луангва. В низах разреза над базальными конгломератами лежат песчаники, сланцы и угли свиты Экка. Выше согласно залегают нижнебофортские слои: пестроцветные и красноцветные песчаники, глинистые сланцы, гравелиты, венчаемые пачкой мергелей. Мощность этой преимущественно обломочной серии, относящейся к верхней перми, достигает 900—1000 м (Reeve, 1958).

В Мозамбике пермские отложения слагают ряд выходов, лежащих в долине р. Замбези ниже Чикоа, на междуречье Замбези и Шире, в верховьях р. Помпуэ (южная группа), в бассейне р. Луженда (средняя группа) и на северо-западе страны, между восточным берегом оз. Ньяса и верхним течением р. Рувума (северная группа).

В прогибе Замбези как на территории Мозамбика, так и на юге Малави система Карру начинается либо базальным конгломератом и песчаниками Нижней Экки, либо пачкой песчаников и сланцев с прослоями углей, относимых к Средней Экке. Последняя перекрыта толщей гравелитов, песчаников и глинистых сланцев, завершающих разрез свиты Экка. Суммарная мощность отложений свиты достигает здесь 2200 м. Верхнепермский отдел представлен нижним ярусом свиты Бофорт, в строении которого участвуют песчаники и галечные мергели с прослоями известняков и глинистых сланцев. Мощность этих слоев определяется в 900 м.

В средней группе выходов, протягивающихся вдоль долины Луженды, выделяются отложения свиты Экка и нижнебофортские (позднепермские?) слои. Первые слагаются известковистыми и углистыми сланцами, вторые тонкозернистыми песчаниками.

Сходный разрез пермских пород описан на северо-востоке Мозамбика, по восточному берегу оз. Ньяса. В основании его залегают известковистые сланцы и угли (свита Экка), над которыми выходят серо- и красноцветные глинистые сланцы, содержащие обильные остатки рептилий, свидетельствующих о нижнебофортском возрасте вмещающих слоев.

На севере Малави, в прогибе Замбези, пермские отложения представлены песчаниками, глинистыми сланцами и углями свиты Экка (мощностью около 500 м) и пестроцветными гравелитами, песчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами свиты Бофорт.

Из Малави и Мозамбика пояс пермских пород проходит в Тавзанию и Кению, где его простираение изменяется на меридиональное.

В Танзании аналогом свиты Экка является угленосная толща, сложенная конгломератами, гравелитами, глинистыми и известковистыми сланцами, железняками, мергелями и углями. Мощность этой серии очень непостоянна и изменяется от 500

до 1200 м. Лежащие выше нижнебофортские слои образованы пестроцветными терригенными породами, содержащими редкие прослои известняков. К верхним горизонтам пестроцветной пачки приурочены скопления костей рептилий и древесины. Мощность нижнебофортского яруса равна 1400 м.

В Кении пермские отложения слагают крупное поле в районе Момбасы. В его строении участвуют конгломераты, песчаники, глинистые и известковистые сланцы и известняки мощностью около 1000 м (Pulfrey, 1958).

Как уже говорилось, вторая крупная зона позднепалеозойской седиментации располагалась на территории современной ЮАР, охватывая Капскую провинцию, Наталь и Трансвааль.

На севере эта впадина, по-видимому, достигала южных районов Родезии и Мозамбика и через них временами соединялась с Намибско-Танзанийским прогибом (рис. 12).

Нижняя пермь (свита Экка) Капской провинции и Наталья залегают согласно на Нижнем Карру. На севере, в Трансваале, Свазиленде и в южной Родезии она ложится трансгрессивно на докембрийские образования. На юге в ее сложении участвуют сероцветные и пестроцветные песчаники и глинистые сланцы и редкие пласты известняков. Мощность этих слоев непосредственно севернее Капских гор достигает 2000—3000 м. При движении на север песчаники частично выклиниваются, замещаясь глинистыми сланцами, а мощности сокращаются до 600—750 м.

В Натале свита Экка становится угленосной. Нижняя часть свиты сложена здесь сланцами с линзами известняков и глинистых железняков. В средней части среди песчаников, гравелитов и известняков появляются пласты углей, в том числе промышленные. Наконец, в верхнем ярусе, как и в нижнем, преобладают глинистые сланцы, содержащие невыдержанные прослои и линзы известковистых фосфоритов. Мощность свиты Экка доходит до 1000 м.

На юге Трансвааля нижнеэккский ярус выпадает из разреза нижней перми, которая начинается пачкой песчаников, гравелитов и конгломератов с мощными пластами угля. Севернее, в районе Ватерберге свита Экка представлена в полном объеме и имеет трехчленное строение. Средний ярус содержит прослои углей. В северном Трансваале и на юге Родезии в низах свиты залегают пачка терригенных пород, над которыми расположены переслаивающиеся глинистые сланцы и угли. Верхний разрез образован песчаниками и гравелитами. Мощность этих образований в южном Трансваале не превышает 150 м, увеличивается в угленосном бассейне Ватерберге до 200—350 м и вновь сокращается на севере области до 200 м.

Кроме перечисленных районов, нижнепермские отложения известны в Свазиленде и вдоль восточной границы Трансвааля

в поясе Лебомбе. В Свазиленде свита Экка содержит пласты углей, приуроченные к ее среднему и верхнему ярусам.

До недавнего времени нижнепермским отложениям ЮАР (свита Экка) приписывался континентальный генезис. Однако многочисленные исследования последних лет показали, что на территорию Капской провинции и Наталя в раннепермскую эпоху неоднократно вторгалось море. В основании свиты Экка на юге Капской провинции был обнаружен морской флиш. В этой же области Хоутон установил в нижнеэккском ярусе турбидиты, содержащие остатки радиолярий. На юге Трансвааля и в Оранжевой республике в разрезе Средней Экки были описаны прослой, обогащенные глауконитом. Наконец, в Натале, в районе Данди, в среднеэккском ярусе были найдены цефалоподы, относящиеся к широко развитому в перми роду *Paracelmites* (Teichert, 1974). Эти данные показывают, что свита Экка представляет сложный полифациальный комплекс, в строении которого наряду с континентальными (аллювиальными, озерными и болотными) фациями, участвуют паралические и морские.

Верхнепермские отложения, выделяемые в Южной Африке в нижний ярус свиты Бофорт, распространены на значительно меньшей площади, чем нижняя пермь.

В Капской провинции и Натале нижний ярус свиты Бофорт сложен мощной толщей пестроцветных глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников, связанных постепенным переходом с верхним горизонтом свиты Экка. Мощность этой монотонной серии, очень значительная вблизи Капских гор (2500—3500 м), резко сокращается к северу и северо-востоку, уменьшаясь в Натале до 1200 м, а в Оранжевой республике до 650 м.

Появление в разрезе свиты около Ист-Лондона многочисленных прослоев конгломератов с галькой кварцитов, яшм, порфиоров, гнейсов и гранитов свидетельствует, по мнению Хоутона (Naughton, 1963), о том, что область размыва, поставившая в поздней перми обломочный материал в синеклизе Карру, располагалась не только в пределах современных Капских хребтов, но и на месте прилегающей к Ист-Лондону акватории Индийского океана.

К северу от Наталя и Оранжевой республики отложения свиты Бофорт обычно выпадают из разреза. В некоторых районах (округ Ватерберге, север Трансвааля, Свазиленд) слои Бофорт выделяются условно на основании литологического сходства со стратотипом, но в этих случаях их мощность не превышает первых десятков метров.

На востоке Северной Америки палеогеографическая обстановка раннепермской эпохи была близка к пенсильванской. Во внутренней зоне Аппалачей продолжались поднятия, а в межгорных впадинах, как и в каменноугольном периоде, формировалась красноцветная континентальная моласса. Мощность ее достигает в Бостонском прогибе 2000 м. Во Внешней зоне в

первой половине перми также накапливалась красноцветная моласса. Согласно соотношению пенсильванских и раннепермских слоев и отсутствие позднепермских отложений свидетельствуют о том, что заключительная складчатость герцинского цикла началась не раньше второй половины пермского периода (см. рис. 12).

К западу от передового прогиба внешней зоны Аппалачей в начале перми существовали морские условия. Поднятия, начавшиеся в середине раннепермской эпохи, обусловили постепенное отступление моря и последовательную миграцию морских, лагунных и континентальных фаций с севера на юг. Во второй половине перми этот процесс привел к тому, что на севере Мидконтинента господствовали континентальные условия, а на юге существовала лагунная обстановка и накапливались эвапориты.

Южная Америка в течение пермского периода характеризовалась тектонической обстановкой, в целом близкой к наблюдавшейся в Африке и Северной Америке. В это время происходило постепенное сокращение областей прогибания и седиментации, их разобщение, разрастание зон, которые были втянуты в поднятия (см. рис. 12). Однако, хотя восходящие движения и охватили несравненно большую площадь, чем в каменноугольном периоде, их амплитуды в перми уменьшились. На это указывает преимущественно тонкообломочный состав пермских отложений.

В северной части континента в ранней перми осадконакопление локализовалось во впадине Парнаиба (Мараньяо) и в Амазонской синеклизе. В первой после перерыва в конце пенсильванского времени отлагались тонкообломочные терригенные и карбонатные породы, содержащие обильные растительные остатки и фауну моллюсков. Мощность их не превышает 60—100 м. По-видимому, эти осадки формировались в замкнутом водоеме, возможно, иногда соединявшимся с открытым морем.

Через район нынешнего нижнего течения р. Токатинс, где также закартированы сланцы с прослоями известняков, относимые к перми, этот бассейн соединялся с Амазонским прогибом. В последнем накапливались морские терригенные породы и эвапориты (Weeks, 1947).

К югу от этих впадин отделенный от них областью размыва лежал обширный Паранский прогиб, охватывавший нынешние южные штаты Бразилии, Парагвай и Уругвай.

В раннепермскую эпоху в Паранском бассейне накапливались смешанные мелководно-морские и лагунные осадки, замещавшиеся в краевых зонах прогиба континентальными. В основании разреза преобладают сероцветные глинистые сланцы и известняки с остатками морских рептилий (*Mesosaurus*). Они формировались в довольно соленых лагунах и литологически и фациально очень близки к «белому пласту» Южной Африки.

Количество прослоев известняка увеличивается от штата Санта-Катарина на север и юг, достигая максимума в штатах Сан-Паулу, Мату-Гросу и Парана. В штате Санта-Катарина в нижней перми отмечены прослои глинистых сланцев. Эта пачка перекрывается монотонной формацией глинистых сланцев, аргиллитов, окремнелых, иногда оолитовых известняков. В этих породах часто встречаются растительные отпечатки и остатки моллюсков и остраков.

Мощность пермских отложений оценивается в 300—400 м. Эти породы накапливались в условиях мелководного морского бассейна и прибрежных аллювиальных равнин. Они связаны с каменноугольными слоями постепенным переходом в центральных частях бассейна и трансгрессивно залегают на них и на девоне в его краевых зонах.

В Уругвае объем пермской системы до сих пор служит предметом дискуссии. Некоторые геологи склонны рассматривать серию, вмещающую пласты тиллитов, в качестве нижнего члена пермского разреза. Эта датировка обосновывается ссылкой на присутствие в интрагляциальных слоях фауны, содержащей элементы, близкие к пермским. Однако находки гониатитов и цефалопод позволяют определить возраст ледниковой толщи не ближе, чем в интервале от среднего карбона до поздней перми (Teichert, 1974) и, по-видимому, в настоящее время разумнее сохранить для тиллитов Уругвая традиционную датировку верхним пенсильвaniem. В этом случае нижний отдел перми Уругвая начинается пачкой песчанитовых сланцев, песчанитов и аргиллитов с прослоями известняков, содержащей растительные остатки и чешую рыб. С подстилающими породами эта толща связана постепенным переходом. Выше также согласно лежат песчанитовые сланцы и черные битуминозные сланцы с остатками морских рептилий, мощностью около 150 м. Породы нижней перми накапливались в лагунной и морской обстановке.

Верхний отдел перми отделен от нижнего слабым несогласием. Он представлен тонкослоистыми песчанитовыми сланцами и красноцветными косослоистыми песчаниками с редкими тонкими прослоями и линзами известняка, приуроченными к пачкам песчанитовых сланцев. Эти отложения относятся к золотовой, озерной и аллювиальной фациям. Они содержат дайки и сланцы базальтов, внедрение которых произошло после накопления верхнепермских отложений, но до излияния позднеюрских лав.

В восточных провинциях Аргентины пермь закартирована только в южных горах Буэнос-Айрес. В ее строении (снизу вверх) участвуют тиллиты с прослоями кварцитов (900 м), сланцы и песчаники с морской фауной (300 м), массивные кварциты, переслаивающиеся с аргиллитами и содержащие растительные остатки и морскую фауну (400 м), и пестроцветные

глинистые сланцы с редкими пластами кварцитов (600 м). Верхняя пестроцветная пачка коррелируется с литологически сходными позднепермскими осадками Паранского бассейна и впадин Пампы и Чако.

Сопоставление. На первый взгляд реконструкция, показанная на рис. 12, как будто свидетельствует об известной общности пермских структурно-фациальных зон северо-западной Африки и восточных областей Северной Америки, позволяя рассматривать поднятия внутренней зоны Аппалачей и Антиатласа — Атласа как единую геантиклинальную зону, а прогибы Бостонский и средиземноморского побережья Марокко и Алжира как такую же сквозную зону межгорных впадин (рис. 12). Однако такое заключение, основанное на графическом совпадении контуров структур сближенных континентов, было бы ошибочным, поскольку последовательность тектонических событий пермского времени в пределах Северной Америки и северо-западной Африки очень различна. В первую очередь это относится к совмещению межгорных прогибов. Если в Бостонском прогибе красноцветная моласса накапливалась только в первой половине перми, после чего эта впадина была втянута в поднятие, то в зоне гомарид североафриканского побережья раннепермская эпоха характеризовалась устойчивыми поднятиями, и опускание ее с накоплением молассы началось не раньше позднепермского времени, т. е. лишь после того как Бостонский прогиб перестал существовать.

Аналогичное несоответствие в последовательности тектонических движений устанавливается для каждой из пар — геантиклиналь — передовой прогиб — в границах противоположащих материков. В Северной Америке вторая половина перми ознаменовалась отмиранием прогиба и причленением к геантиклинали внутренней зоны Аппалачей обширного поднятия, включившего как передовой прогиб, так и прилегающие платформенные области. В отличие от этого на северо-западе Африки перикратонная зона испытала восходящие движения в ранней перми, а в позднепермское время в ее пределах возобновилось погружение.

Все сказанное позволяет предположить, что послепермская складчатость, возможно проявившаяся более или менее одновременно как на востоке Северной Америки, так и на северо-западе Африки, имела резко различное значение в истории тектонического развития этих регионов. В Северной Америке она была завершающим событием в длинном ряду складчатых движений герцинского этапа и обусловила окончательное отмирание Аппалачской геосинклинали. На северо-западе Африки верхнепермская складчатость такого значения не имела. Она была незначительным эпизодом в длительном полициклическом развитии геосинклинали Антиатласа — Атласа, которая в это время была еще очень далека от своего замыкания.

Если учесть глубокие различия палеозойской истории рассматриваемых регионов, то подобные соотношения скорее всего должны свидетельствовать против возможности объединения Аппалачей, Антиатласа и Атласа в единую геосинклинальную зону. Этот вывод кажется тем более обоснованным, что для Аппалачской геосинклинали давно установлено иное продолжение — в Восточную Гренландию — очень близкую к Аппалачам и последовательностью палеозойских тектонических событий и строением разрезов силурийской, девонской и каменноугольной систем.

Сдвигание Африки с Южной Америкой показывает, что и в этом случае трудно говорить о согласованности их структур (рис. 12).

Впадина Парнаиба и Амазонская синеклиза на реконструкции Булларда, Эверетта и Смита вновь оказываются срезанными у современного края Южноамериканского континента. На противоположащий материк они не переходят.

Аналогичная ситуация устанавливается в Паранском бассейне. Он выходит к современной восточной окраине Южной Америки, но на юг Африки не прослеживается. Разобщенность пермской Паранской синеклизы и прогиба Карру подчеркивается несколькими обстоятельствами. Во-первых, тем, что в Паранский прогиб в течение пермского периода неоднократно трансгрессировало море, причем все эти трансгрессии приходили с востока. Следовательно, допускается допустить, что между Южной Африкой и Южной Америкой существовал открытый морской бассейн. Во-вторых, рассматриваемые пермские прогибы разделялись не только морем, но и зоной размыва, обрамлившей с запада впадину Карру. Море, трансгрессировавшее в последнюю, проникало в нее с востока или юго-востока. В-третьих, оба прогиба характеризовались резко различным режимом осадконакопления. В Южной Америке формировалась тонкообломочная серия, начисто лишенная грубообломочных фракций: в разрезе резко преобладают глинистые сланцы и известняки. Они отлагались в морских, прибрежно-морских, лагунных и континентальных условиях. Континентальные породы в большинстве районов не содержат углей. В отличие от этого на юге Африки в перми накапливались не только тонкообломочные (глинистые сланцы, известняки), но и грубообломочные (песчаники, гравелиты, конгломераты) осадки. Большое место среди них занимали угли, причем пермское угленакпление в бассейне Карру носило региональный характер. Эта толща возникла в очень сложной палеогеографической обстановке, характеризовавшейся частой сменой (по площади и во времени) морских, прибрежно-морских и паралических условий.

Учитывая достаточно широкое развитие в пермских отложениях Паранского прогиба пород континентального генезиса и допускаемая былую сближенность Южной Америки и Африки,

трудно объяснить практически полное отсутствие углей в этой впадине при чрезвычайно широком развитии их в синхронных отложениях системы Карру.

Резкое несоответствие разрезов свидетельствует о различной климатической обстановке, существовавшей в перми в Южной Америке и на юге Африки. Эти различия можно легко объяснить, либо отказавшись от представления об едином праматерике Гондваны, допустив что относительное положение материков в пермском периоде было близко к современному, либо предположив, что сближенные континенты были разделены крупным горным поднятием, отсекавшим Паранский бассейн от несущих влагу ветров.

Второе предположение спасает мобилистскую реконструкцию, но вступает в противоречие с фактами. Дело в том, что существование между совмещенными материками горной страны неизбежно привело бы к накоплению грубообломочных отложений по ее периферии, и в первую очередь вдоль западного борта впадины Карру, поскольку при преобладающем восточном направлении ветров, несших влагу, большая часть ее должна была выпадать на восточном склоне гипотетического хребта. Между тем, в прогибе Карру в размещении грубообломочных пород выявляется диаметрально противоположная закономерность. В западной части прогиба пермские терригенные отложения представлены относительно тонкообломочными разностями. Количество прослоев конгломератов и гравелитов и их мощность увеличиваются с запада на восток и северо-восток, указывая на зону размыва, лежавшую в пределах современного Индийского океана.

Все сказанное не позволяет считать мобилистскую реконструкцию пермской Гондваны сколько-нибудь достоверной.

КАПИДЫ АФРИКИ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ И ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ГИПОТЕЗЫ ДРЕЙФА

Поразительное сходство разрезов силурийской и девонской систем Капской провинции Южной Африки и южных гор Буэнос-Айрес — предмет неоднократного обсуждения. Оно было отмечено Дю Тойтом еще в 20-х годах и несколько позднее Гертом (Gerth, 1939). Затем об этом же писали Л. Кинг (King, 1953), Ю. М. Шейнманн (1959), П. Н. Кропоткин (1961, 1969, 1974; см. рис. 7).

Действительно, сопоставление силурийских отложений юга Капской провинции и южных гор Буэнос-Айрес показывает, что и там и тут в разрезах преобладают светлокрасные песчаники. На западе Капской провинции в их основании отмечают прослои красноцветных глинистых сланцев. В южных горах Буэнос-Айрес глинистые сланцы приурочены к верхней части разреза. Такое тождество тем более удивительно, что генетически силурийские образования этих двух областей разнотипны. В Капской провинции силур представлен континентальными отложениями, сформировавшимися в пределах прибрежной дельтовой равнины, тогда как песчаники и сланцы гор Буэнос-Айрес накапливались в морских условиях.

Возникает вопрос, может ли столь точное совпадение литологии разновозрастных толщ, развитых по обе стороны Атлантического океана, а также сходство морфологии развитой в них складчатости однозначно свидетельствовать о сближенности Африки и Южной Америки в силуре? Дю Тойт, а за ним еще ряд исследователей отвечали на него положительно, но любой прямой ответ на этот вопрос вызывает большие сомнения, поскольку он основывается на крайне упрощенном подходе к обсуждаемой проблеме.

Прямой ответ на этот вопрос вряд ли может быть получен. Некоторые косвенные соображения заставляют ответить на него отрицательно. Однако прежде, чем перейти к их обсуждению, необходимо, несколько отступив от принятой системы изложения фактического материала, вернуться к более детальному рассмотрению разрезов всей Капской системы Африки и ее стратиграфических аналогов в Южной Америке.

Капская провинция. В Африке капская система начинается свитой Столовой горы, условно относимой к силуру. Она сложена преимущественно белыми, желтоватыми косослоистыми

м песчаниками, которым подчинены прослои красноцветных глинистых сланцев, тяготеющих к низам разреза. В западных районах Капской провинции сланцы появляются и в верхней части песчанниковой толщи. На северо-западе области к верхам разреза приурочен горизонт тиллитов — красных неслоистых глин с валунами и галькой. Эта континентальная толща формировалась в пределах широкой прибрежной дельтовой равнины, обрамлявшейся с севера областью поднятия и размыва, где в эпохи усиления восходящих движений возникал горный рельеф, сопровождавшийся местным оледенением. Суммарная амплитуда прогибания предгорной равнины за силурийское время оценивается в пределах 1000—1500 м (Дю Тойт, 1957).

Песчаники свиты Столовой горы согласно перекрываются сланцами и песчаниками свиты Боккевелд. В северных и северо-западных районах в ее разрезе наблюдаются пять преимущественно глинистых пачек, мощностью по 100—200 м. Они разделяются четырьмя пачками песчаников меньшей мощности (30—120 м).

Глинистые сланцы двух нижних пачек имеют темную (черную, серую, зеленоватую) окраску. В этих двух толщах встречаются многочисленные фаунистические остатки. В третьей (снизу) пачке сланцы становятся более слюдистыми, а фауна встречается сравнительно редко. Две верхние глинистые толщи содержат прослои графитистых сланцев. Фауна в них отсутствует, встречаются лишь плохо сохранившиеся растительные отпечатки. Нижние песчаники представлены красноцветными арками с фауной, более высокие пачки сложены сероватыми или беловатыми косослоистыми песчаниками. Суммарная мощность отложений свиты Боккевелд достигает 750—800 м. Нижние горизонты свиты, содержащие фауну, датируются ранним девоном, верхние по отсутствию в них фауны и наличию растительных остатков, по мнению Хоутона (Haughton, 1963), было бы правильно относить к вышележащей свите Виттеберг, согласно залегающей на породах Боккевелд.

Чередование песчаников и сланцев характерно для северных разрезов свиты Боккевелд. К югу песчаники становятся все более тонкозернистыми, и в прибрежных районах свита приобретает преимущественно глинистый состав.

Нижние горизонты свиты накапливались в мелководном морском бассейне, затопившем прибрежную равнину, в пределах которой в силуре отлагались песчаники свиты Столовой горы. Раннедевонская трансгрессия сменилась в среднем девоне прогрессирующей регрессией, обусловившей исчезновение морской фауны и появление в песчаниках и сланцах растительного детрита.

Свита Виттеберг сложена кварцитами, резко отличающимися от лежащих ниже темноокрашенных сланцев свиты Боккевелд. Белые кварциты переслаиваются с зеленоватыми и голу-

боватыми слюдяными глинистыми сланцами, в верхах свиты преобладают глинистые сланцы. Здесь в разрезе появляются линзы известняков и прослои гравелитов. Редкие отпечатки, похожие на фитоморфозы, позволяют датировать верхи свиты Боккевелд и низы свиты Виттеберг средним девонем. В целом возраст пород, лежащих между фаунистически охарактеризованным нижним девонем и свитой Двайка, оценивается в интервале от среднего девона до нижнего карбона включительно. Мощность свиты Виттеберг достигает 750 м. Ее породы отлагались в континентальных и морских условиях, в пределах обширной прибрежной аллювиальной равнины (Teichert, 1974). Как и в нижележащих свитах, отложения серии Виттеберг приобретают в южном направлении более тонкий состав.

В отличие от свиты Столовой горы, породы которой развиты и в Капской провинции и в Натале, две верхние свиты известны только на западе — в Капской провинции.

Силурийско-нижнекаменноугольный седиментационный цикл сменился без перерыва циклом Карру. Последний завершился на юге Африки в предстормбергское время (средний триас) интенсивными поднятиями, по-видимому, начавшимися еще во время накопления осадков. Максимальные поднятия были приурочены к северной части бассейна, на северо-западе и юге они проявились значительно слабее. Эти движения сопровождалось образованием складок в отложениях системы. Можно сказать, что именно поднятия привели к формированию складок, поскольку в Капской провинции устанавливается отчетливая зависимость стили и интенсивности дислокаций от амплитуды поднятий.

На северо-западе провинции, где восходящие движения были относительно невелики, песчаники и тиллиты свиты Столовой горы смяты в очень широкие (до 40 км) пологие антиклинали и синклинали (рис. 13, А, см. рис. 12, врезка, профиль 3В). При движении от берега Атлантического океана на восток эти песчаники сменяются глинистыми отложениями свиты Боккевелд, залегающими практически горизонтально (Дю Тойт, 1957).

Восточнее, примерно в центральной части Капского бассейна, где локализовались наиболее значительные поднятия, отмечаются более сложные дислокации (рис. 13, Б, см. рис. 12, врезка, профиль ЮС). На юге песчаники Столовой горы собраны в чередующиеся относительно узкие антиклинали (3—5 км, редко до 10 км) и широкие (15—20 км) асимметричные синклинали с относительно крутыми южными и пологими северными крыльями. Ядра синклиналей, выполненные глинистыми сланцами Боккевелд, осложнены дополнительными, относительно узкими (2—3 км), слегка опрокинутыми на север складками. По мере движения на север опрокидывание складок выражено все слабее, и примерно в 50 км от берега океана запрокинутые складки в ядрах синклиналей исчезают, сменяясь простыми от-

крытыми синклиналями и антиклиналями примерно равной ширины (2—4 км). Еще дальше к северу перекрывающие слои Боккевелд и Двайка образуют крупную моноклиаль, падающую на север. Она осложнена флексурами и относительно небольшими (ширина 3—5 км) складками, иногда килевидными, приуроченными к слоям Двайка. Одни из них симметричные, другие асимметричные, с крутыми, почти вертикальными северными и пологими южными крыльями (Дю Тойт, 1957).

Из этого достаточно подробного описания видно, что в целом отложения Капской системы испытали относительно слабые дислокации. В ряде районов слои имеют горизонтальное или близкое к нему залегание, в других наблюдается прерывистая складчатость, осложненная относительно мелкими асимметричными складками, развитыми по пластичным глинистым породам Боккевелд, в третьих отложения системы слагают крупные моноклиальные структуры, в пределах которых глинистые породы свиты Боккевелд образуют крупные флексуры.

Такой стиль складчатости в целом указывает на ее формирование в результате значительных поднятий отдельных блоков земной коры и их последующего гравитационного расползания. По своей морфологии эта складчатость резко отличается от дислокаций, наблюдаемых в геосинклиналях, и больше всего напоминает складчатость передовых прогибов с тем существенным отличием, что в Капской провинции флексуорообразные ступени связаны не с переходом от внутригеосинклинальной зоны к передовому прогибу, а от прогиба к платформе. Капиды нельзя рассматривать в качестве передового прогиба еще и потому, что накопление средне- и верхнепалеозойских отложений в их пределах контролировалось движениями в границах платформы. Снос с севера устанавливается однозначно, тогда как признаков поступления материала со стороны проблематичной геосинклинали нет.

Эти факты, в сочетании с симметричностью зеркала складчатости относительно субширотной осевой зоны капид, испытавшей наиболее значительные поднятия, позволяют предположить, что складчатость, затронувшая отложения Капской системы, была внутрикратонной, связанной с вертикальными движениями блоков, выколотых в теле древней платформы. Это предположение подтверждается фаціальным составом отложений Капской системы (терригенные мелководно-морские, прибрежные и континентальные образования) и их суммарными мощностями, в пределе достигающими 3000 м, но часто значительно меньшими.

Все сказанное заставляет отказаться от предложенной В. Е. Хаинным (1971) трактовки тектонического режима капид Южной Африки, как режима перикратонного (передового) прогиба. Как будет показано, с точки зрения гипотезы дрейфа, такое истолкование тектонического режима капид столь же

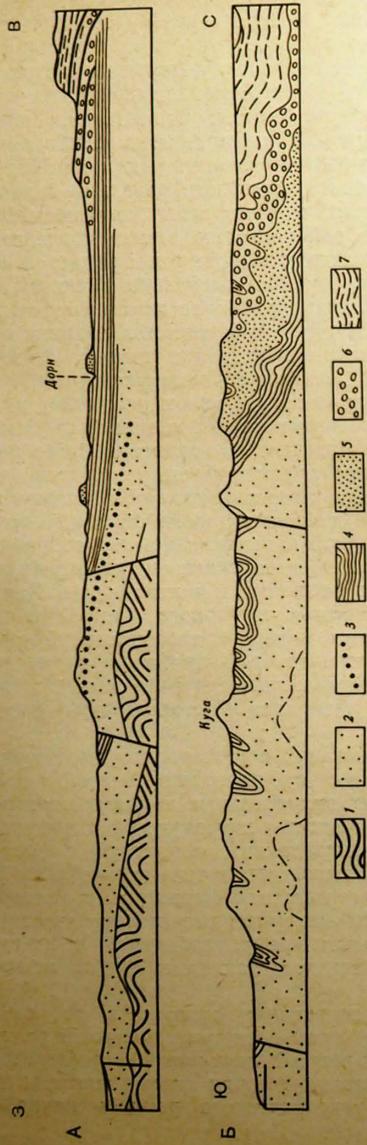


Рис. 13. Разрезы через Капскую провинцию, по Дю Тойту (1957). Расположение профилей см. на врезке к рис. 12

А — разрез через Цедарберген и Роггевелд, Б — разрез через Капскую складчатую область

1 — докембри; 2 — свита Столовой горы; 3 — ледниковый горизонт свиты Столовой горы; 4 — свита Боккевелд; 5 — свита Виттеберг; 6 — свита Двайка; 7 — свита Экка

неприемлемо, как и предположение о их интратектонном генезисе.

Южная Сьерра Буэнос-Айрес. Все авторы, рассматривавшие вопрос продолжения капид на территорию Южной Америки, согласны в том, что таким продолжением могут быть южные и северные Сьерры Буэнос-Айрес в Аргентине, причем это согласие объединяет сторонников диаметрально противоположных геотектонических концепций (Шейнманн, 1959; Дю Тойт, 1957; Кропоткин, 1961, 1964, 1969; King, 1953; Gerth, 1959 и многие другие). Это единодушие не случайно. Оно простирается если не из полного, то очень большого сходства разрезов силурийской и девонской систем этих удаленных областей. О почти полном тождестве предположительно силурийских отложений, развитых в их пределах, говорилось в начале этой главы. Единственное отличие между ними сводится к присутствию в разрезе Капской провинции тиллитов, отсутствующих в горах Буэнос-Айрес. Между девонскими отложениями Капской провинции и южных гор Буэнос-Айрес аналогия не настолько полная. С преимущественно глинистыми породами свиты Боккевелд в Южной Америке сопоставляется толща монотонных белых и красноватых кварцито-песчаников, залегающая несогласно, с базальным конгломератом в основании, на силурийских образованиях. Мощность этой нижней серии достигает 800 м. Выше лежат серые и желтые песчаники с прослоями темно-серых сланцев, в которых была собрана фауна. Мощность верхней пачки равна 400 м.

Трудно сказать, занимают ли эти слои тот же стратиграфический интервал, что и породы свит Боккевелд и Виттеберг (девон — нижний отдел каменноугольной системы), или какой-то иной. Как отмечалось в главе 4, стратиграфическая позиция этой толщи неясна. Х. Харрингтон (1959а) относил ее нижние горизонты к девону, а верхние к перми, тогда как О. Барбоса (Barbosa, 1958), основываясь на ревизии гондванской флоры, поместил низы разреза в нижний карбон, а его верхи датировал стефанским веком.

После длительного перерыва, по-видимому, соответствующего нижней и части позднекаменноугольной эпох (в некоторых районах, возможно, охватывающего интервал от конца раннего девона до начала перми) и последующих интенсивных прогибаний в позднем стефане и пермском периоде, на границе раннего и среднего триаса в южных Сьеррах Буэнос-Айрес произошла складчатость, дислоцировавшая отложения силура — нижнего отдела каменноугольной системы. Будучи одновременной со складчатостью Капской системы и нижнего отдела системы Карру, она сопровождалась деформациями, по-видимому, близкими к наблюдаемым в отложениях Капской системы Южной Африки. Некоторая неуверенность этого заключения обусловлена противоречивостью исходных данных. В работе Х. Харринг-

тона (1959а) в тексте дважды упоминается об «интенсивной» и даже «весьма интенсивной» складчатости палеозойских отложений южных Сьерр Буэнос-Айрес. В то же время на профиле, приведенном в той же статье, видна относительно простая глыбовая структура, в которой поднятые на разную высоту блоки докембрия сопровождаются флексурами в силурийско-девонских слоях, постепенно выполаживающихся по мере удаления от докембрийского ядра антиклинория южных гор Буэнос-Айрес (рис. 14). Исходя из этого профиля (поскольку слова «интенсивная складчатость» могут иметь весьма различный смысл и скорее всего относятся к сравнительно небольшим складкам, осложняющим флексуры и следующую за ними моноклиаль) можно допустить, что силурийско-нижнекаменноугольные отложения Южной Африки и южных Сьерр Буэнос-Айрес испытали в среднем триасе однотипную по своей морфологии деформацию.

Положение гор Буэнос-Айрес внутри интракратонного прогиба Пампы, заложившегося в силуре и развивавшегося с перерывами до конца палеозоя, исключает возможность рассматривать их в качестве герцинской геосинклинали. Это же обстоятельство не позволяет присоединиться к мнению В. Е. Хаина, считающего, что Сьерры Буэнос-Айрес — это «достаточно типичный авлакоген, вероятно, замыкающийся к северо-западу или переходящий в тектонический шов, который может развиваться в юго-восточном направлении в подлинную геосинклиаль. Поэтому другое довольно давнее представление — о связи «гондванид» Аргентины с «капидами» Южной Африки... в определенной мере сохраняет свое значение» (1971, стр. 262). Позже будет показано, что представления, изложенные в цитированном отрывке, либо являются взаимоисключающимися, либо полностью противоречат и даже опровергают мобилистские реконструкции.

Сопоставление силурийско-нижнекаменноугольных отложений южной Сьерры Буэнос-Айрес и Капской провинции безусловно показывает, что в их строении и тектонике есть много общего. И там и тут разрезы сложены исключительно терригенными породами мелководно-морского и континентального генезиса, мощности этих отложений очень близки (2400 м в Аргентине и 3000 м в Африке), они испытали практически одновременную складчатость, сформировавшую структуры, среди которых важная роль принадлежит флексурам и моноклиналям. Более того, сопоставляемые разрезы сближаются рядом второстепенных деталей, таких как окраска пород, а в некоторых случаях характер их чередования. В то же время не следует переоценивать наблюдающееся сходство, не принимать его за тождество.

По некоторым как важным, так и второстепенным особенностям строения сравниваемые толщи заметно отличаются друг

от друга. В первую очередь это относится к стратиграфической адекватности сопоставляемых образований. Как уже отмечалось, она не только не доказана, но и кажется очень сомнительной. Следует учитывать, что южная Сьерра Буэнос-Айрес лежит внутри интракратонного прогиба Пампы, испытывавшего в позднем девоне и в раннекаменноугольную эпоху региональное поднятие. Наиболее вероятный вывод, следующий из этого, тот, что и в южной Сьерре Буэнос-Айрес нет отложений позднего девона и раннего карбона. Он находит косвенное подтверждение в том обстоятельстве, что в отличие от Южной Африки,

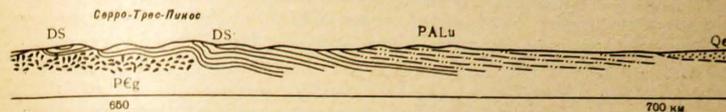


Рис. 14. Разрез через южные Сьерры Буэнос-Айрес, по Харрингтону (1959)

P&lg — докембрийские граниты, DS — отложения силура и девона; PALu — отложения верхнего палеозоя; Qc — современные наносы

где девонская фауна приурочена к основанию свиты Боккевелд, согласно перекрытой песчаниками и сланцами свиты Виттеберг, в Аргентине эта фауна обнаружена только в верхних горизонтах догондванского разреза.

Тем самым силурийско-пермскому разрезу Капской провинции в южных горах Буэнос-Айрес противостоит разрез, в котором не только проблематично присутствие слоев позднего девона и раннего карбона, но и не доказаны средний и верхний отделы каменноугольной системы. Горизонты с фауной девона перекрываются в Аргентине пермскими отложениями. Пенсильванский известен только в северной Сьерре Буэнос-Айрес, где он представлен маломощными (160 м) лагунными осадками: песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и доломитами с фауной. Присутствие в 150 км от южных гор Буэнос-Айрес пенсильванских эвапоритов исключает возможность отнесения ледниковых отложений нижней перми, развитых в этих горах, к верхнекаменноугольному отделу (либо заставляет отказаться от трактовки этого оледенения как покровного).

Второе, не столь существенное, но все же характерное отличие сравниваемых разрезов — перерыв в основании девонских отложений южной Сьерры Буэнос-Айрес. В Африке такого перерыва нет.

Все перечисленное свидетельствует о том, что в течение силурийского, девонского и каменноугольного периодов сопоставляемые области Африки и Южной Америки значительно отличались друг от друга последовательностью развития и направленностью тектонических движений. Эти различия вряд ли

могут свидетельствовать в пользу предположения о сближенности Африки и Южной Америки по меньшей мере в течение всего среднего и первой половины верхнего палеозоя.

Кроме перечисленных существенных различий, в строении разрезов Капской провинции и Аргентины устанавливаются второстепенные отличия. Так, преимущественно глинистым отложениям свиты Боккевелд Капской провинции в южных горах Буэнос-Айрес соответствует толща песчаников. При этом нижняя пачка свиты Боккевелд, сложенная глинистыми сланцами, синхронизируется с конгломератами, грубозернистыми песчаниками и тонкозернистыми кварцито-песчаниками. Другой пример — тиллиты в силурийских слоях Южной Африки не имеют даже отдаленных аналогов (например, в виде горизонта относительно грубого материала) в одновозрастной толще южных гор Буэнос-Айрес.

Следовательно, не отрицая довольно значительного сходства разрезов Капской провинции и востока Аргентины, следует в то же время иметь в виду, что между ними устанавливаются заметные различия. Черты, сближающие и разделяющие их, не больше и не меньше тех, которые наблюдаются при сопоставлении любых двух одновозрастных толщ, накопившихся в сходной тектонической обстановке и в областях, заведомо отстоявших друг от друга на многие тысячи километров.

Фолклендские острова. В границах Африки и Южной Америки известен третий район, в пределах которого развиты отложения среднего и, возможно, низов верхнего палеозоя, литологически сходные с толщами Капской провинции и южной Сьерры Буэнос-Айрес. Этот район — Фолклендские острова.

По данным Рида и Ниддри (Reed, 1949; Niddrie, 1953), на Фолклендских островах развиты отложения девона и нижнего отдела каменноугольной системы.

Девон подразделяется Ридом, в соответствии со схемой Бейкера, на три свиты. Нижняя сложена грубыми конгломеративными коричневыми песчаниками, содержащими редкие прослои красновато-коричневых глинистых сланцев. Средняя образована тонкозернистыми желтовато-коричневыми хрупкими песчаниками и глинистыми сланцами. К глинистым прослоям приурочена фауна, которую Харрингтон (1959а) относит к нижнему девону. Верхняя — желтоватые песчаники и глинистые сланцы, содержащие отпечатки растений.

Нижнекаменноугольные отложения залегают на девонских с угловым несогласием. Они представлены белыми и серыми массивными косослоистыми кварцитами. Фауны в этих слоях не найдено.

Суммарная мощность терригенной серии, по Риду (со ссылкой на Бейкера), определяется в 3700 м.

Позднее Ниддри, используя схему Бейкера, несколько изменил ее. По его мнению, средняя и верхняя свиты Бейкера

представляют две фации — морскую и континентальную, латерально замещающие одна другую. Тем самым мощность девонско-каменноугольных отложений была понижена им до 2900 м.

Отложения нижней толщи девона залегают горизонтально. Каменноугольные породы формировались в условиях интенсивных глыбовых поднятий, обусловивших их деформацию. Нижний карбон смят в простые открытые складки запад-северо-западного простирания.

Ниддри (Niddrie, 1953) подчеркивал значительное литологическое сходство терригенных толщ Фолклендских островов с отложениями Капской системы Южной Африки. На этом основании он сопоставлял нижнюю толщу девона со свитой Столовой горы, среднюю — со свитой Боккевелд. Нижнекаменноугольные слои Фолклендских островов, по Ниддри, соответствуют свите Виттеберг. В соответствии с современными представлениями о стратиграфии Капской системы, эта корреляция означает, что нижняя толща разреза Фолклендских островов должна быть отнесена к силуру, а две верхние соответственно к девону и нижнему карбону.

По данным Харрингтона (1959а), терригенная догондванская серия Фолклендских островов целиком относится к девонской системе. Однако, поскольку он помещает фаунистически охарактеризованные слои (средняя свита девона Бейкера) в нижний девон, для подстилающих их конгломеративных песчаников (нижней свиты девона, по Бейкеру) нельзя исключить силурийский возраст. Нижнекаменноугольная толща схемы Бейкера также относится Харрингтоном к девону.

Сопоставление схем Бейкера — Ниддри и Харрингтона показывает, что и той и другой присуща известная противоречивость. Корректируя их современными данными по стратиграфии Капской системы, можно предположить, что разрез Фолклендских островов, по-видимому, начинается силуром, продолжается фаунистически охарактеризованным нижним девоном и лежащим согласно на нем предположительным девоном. Наименее ясен возраст самого верхнего члена разреза. Учитывая, что вся Южно-Американская платформа испытала в позднем девоне интенсивные поднятия, можно допустить, что последняя догондванская толща Фолклендских островов накапливалась после завершения этих движений, либо в конце девона, либо в начале каменноугольного периода.

Сравнивая среднепалеозойские толщи Фолклендских островов, Капской провинции и южных гор Буэнос-Айрес, обнаруживаешь между ними много общего. Повсеместно силурийские отложения представлены континентальными фациями, везде в составе девона присутствуют как морские, так и континентальные образования. Суммарные мощности их очень близки (2400—3000 м). Отложения среднего палеозоя во всех трех областях литологически однотипны, причем в отдельных случаях

эта однотипность проявляется даже в мелких деталях. Так, например, в силурийских отложениях Капской провинции есть горизонт тиллитов, а на Фолклендских островах в сложении силура участвуют ледниково-морские образования. Во всех трех районах догондванские толщи испытали слабую глыбовую складчатость, сформировавшую морфологически сходные структуры.

Тем не менее очень существенные различия между тремя рассматриваемыми областями обусловлены в первую очередь тектоническими причинами. Этот факт уже отмечался при сопоставлении южной Сьерры Буэнос-Айрес и Капской провинции. Та же закономерность устанавливается при сравнении догондванских отложений этих двух областей и Фолклендских островов. В отличие от Капской провинции здесь, как и в южных горах Буэнос-Айрес, отсутствует непрерывный разрез среднего и верхнего палеозоя. Перерыв в осадконакоплении приходится, как и в Аргентине, на время от позднего девона (или раннего карбона?) до начала перми. В то же время на Фолклендских островах отсутствует перерыв между силуром и девоном (известный в южной Сьерре Буэнос-Айрес), а глыбовая складчатость, деформировавшая отложения силура и девона (или девона — нижнего карбона), произошла здесь не в среднем триасе, как в Африке и Аргентине, а либо в позднем девоне, либо в раннекаменноугольную эпоху. Об этом свидетельствует угловое несогласие между пермскими и девонскими (нижнекаменноугольными) слоями Фолклендских островов.

В целом, сравнивая разрезы и последовательность тектонических событий среднего и верхнего палеозоя юга Африки, востока Аргентины и Фолклендских островов, можно выделить три группы признаков, определяющих их сходство и различие. Первая объединяет общие черты для всех областей. Сюда относятся литология отложений, их мощность и фациальная принадлежность, а также морфология складчатости. Вторая включает признаки, общие для каких-либо двух областей. В нее входят время и характер развития вертикальных движений и определяемые ими перерывы в осадконакоплении, время проявления складчатых движений и некоторые специфические отложения, появление которых обусловлено особыми тектоническими и климатическими факторами. Наконец, к третьей группе относятся признаки, свойственные только одной из рассматриваемых областей; сюда относится интенсивность складчатости.

Такая группировка явно закономерна. Она свидетельствует о том, что три сравниваемые области либо входили в какую-то единую, очень крупную геоструктуру, или, что более вероятно, были изолированы друг от друга, но однотипны по своему тектоническому режиму. В целом их развитие определялось глобальными движениями, в основных чертах сходными и проявлявшимися синхронно. Накладывавшиеся на эти движения бо-

лее мелкие региональные ритмы вызывали местные отклонения, обусловившие возникновение тех различий, которые наблюдаются в разрезах среднего и верхнего палеозоя Капской провинции, южной Сьерры Буэнос-Айрес и Фолклендских островов. Эти различия, при всей их значительности, не выходят за рамки, наблюдаемые в пределах разновозрастных структур, характеризующихся однотипным тектоническим режимом.

Последнее обстоятельство имеет решающее значение для определения тектонической принадлежности рассматриваемых областей, поскольку для одной из них — южной Сьерры Буэнос-Айрес — можно вполне уверенно говорить о ее интракратонной природе. Последнее косвенно подтверждает высказанное ранее предположение о внутриплатформенной позиции Капских структур, полученное при рассмотрении характера складчатости в средне-верхнепалеозойских отложениях Южной Африки. Однотипность развития и складчатости позволяет распространить этот вывод и на Фолклендские острова.

Таким образом, в течение среднего и позднего палеозоя во всех трех областях существовали либо изолированные друг от друга синеклизы, либо эти области входили в состав одной, очень обширной внутриплатформенной впадины. Первый вариант кажется более приемлемым, если учесть, что без сдвижения континентов проблематична единая синеклиза, включающая южные горы Буэнос-Айрес, Капскую провинцию и Фолклендские острова, имела бы гигантские размеры, очень мало вероятные для платформенной структуры. Кроме того, первая версия лучше объясняет и те различия, которые наблюдаются в строении разрезов среднего и верхнего палеозоя рассматриваемых областей.

Альтернативное решение этой проблемы, предложенное В. Е. Хаиным (1971), как уже отмечалось, приводит к серьезным затруднениям. Если, вслед за этим ученым, считать, что южная Сьерра Буэнос-Айрес представляет собой среднепалеозойский авлакоген, возможно, переходивший по простиранию в геосинклиналь, и при этом связывать, как это делает Хаин, южные горы Буэнос-Айрес с капидами Африки, то последние оказываются, по отношению к этой геосинклинали, в положении передового прогиба. Однако уже говорилось, что ряд фактов исключает возможность рассматривать капиды как перикратонный прогиб. От этого истолкования тектонического режима докаррусского прогиба Южной Африки приходится отказаться, несмотря на его перспективность для доказательства возможности преобразования континентальной коры в океаническую.

Дело в том, что если бы между современными южной Сьеррой Буэнос-Айрес на западе и мысом Доброй Надежды на востоке (где-то к югу от него) в свое время располагалась герцинская геосинклинали, то это, безусловно, свидетельствовало бы о реальности процесса трансформации континентальной коры в

океаническую, поскольку такая геосинклиналь оказывается приуроченной к областям с океанической корой. Это утверждение остается справедливым независимо от того, считать ли относительное положение Африки и Южной Америки неизменным, или допускать их былое сближение. В этом легко убедиться, обратившись к рис. 9, где видно, что гипотетическая геосинклиналь, в которую должен был переходить авлакоген южной Сьерры Буэнос-Айрес, располагалась бы между краевыми зонами континентов, очерчиваемыми 2000-метровыми изобатами, т. е. в зоне развития коры океанического типа.

Следовательно, представление о тесной связи некогда сближенных «гондванид» Аргентины и капид Африки и наличии к югу от них геосинклинали, отстаиваемое сторонниками гипотезы дрейфа, приводит к неожиданному выводу о возможности преобразования континентальной коры в океаническую, что делает лишним дрейф континентов.

Конечно, отказ от предположения о гипотетической герцинской геосинклинали, лежавшей к югу от Африки, не обусловлен его неприемлемостью для той или иной гипотезы. От него приходится отказаться из-за несоответствия фактическому материалу.

Все сказанное заставляет вернуться к представлению о принадлежности рассматриваемых областей трем изолированным внутриплатформенным бассейнам. На первый взгляд этот вариант, казалось бы, не исключает возможности сдвигания Африки и Южной Америки, а, наоборот, подтверждает ее. На рис. 9 показаны допустимые очертания синеклизы, вырисовывающейся при сближении континентов и включающей в себя области средне- и позднепалеозойского осадконакопления юга Африки, Аргентины и Фолклендских островов.

Однако доказать реальность былого существования такой синеклизы невозможно. Весь изложенный ранее материал (см. главы 2 и 4) свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь ощутимых связей между Африкой и Южной Америкой начиная от раннего рифа и кончая поздним палеозоем; причем, пожалуй, наиболее отчетливо несогласованность структурных планов этих континентов вырисовывается для силурийского, девонского и каменноугольного периодов, т. е. для времени заложения и развития этой проблематичной синеклизы. Уже поэтому реконструкция, представленная на рис. 9, — чисто умозрительная и не может рассматриваться в качестве серьезного аргумента. Но, кроме того, эта реконструкция содержит в себе ту же опасность для гипотезы дрейфа, что и проанализированные только что представления о герцинской геосинклинали южной Сьерры Буэнос-Айрес — юга Африки, так как большая часть этой гипотетической внутриплатформенной структуры оказывается лежащей в пределах зоны, где должна была существовать кора океанического типа (за пределами изобаты 2000 м).

Таким образом, нет никаких оснований для сдвигания Африки и Южной Америки и объединения средне- и верхнепалеозойских отложений Аргентины, Фолклендских островов и юга Африки в границах одной интракратонной структуры. На это можно возразить, что в таком случае остается необъясненным и даже становится странным столь близкое сходство последовательности и характера тектонических движений и разрывов в областях, располагавшихся в вершинах треугольника, длина сторон которого составляла 1800 км (Фолклендские острова — Аргентина), 7000 км (Аргентина — Капская провинция) и 6500 км (Капская провинция — Фолклендские острова).

Действительно, расстояние между реконструируемыми синеклизами велики, как значительно и сходство их строения, однако ни то, ни другое не выходит за рамки соотношений, наблюдаемых в пределах чрезвычайно далеких друг от друга, но разновозрастных тектонических зон, характеризовавшихся одинаковым режимом развития. Чтобы убедиться в этом, обратимся к табл. 2, где приведено сопоставление силурийских, девонских и каменноугольных отложений двух позднекаледонских зон — Шотландии и Тувы, — лежащих соответственно на северо-западном краю Евразии и точно в ее центре.

Из приведенной табл. 2 можно сделать только один вывод: если не знать, что в ней сравниваются разновозрастные толщи Шотландии и Тувы, то нетрудно (и даже естественно) предположить, что она относится к областям, располагавшимся во время формирования силурийских, девонских и каменноугольных отложений в непосредственном соседстве. Сходство между разрезами табл. 2 намного превышает устанавливаемое между разновозрастными толщами южной Сьерры Буэнос-Айрес, Капской провинции и Фолклендских островов и в ряде случаев позволяет говорить о почти полной идентичности.

Между тем, речь идет не о разрезах двух соседних районов, а о таких удаленных друг от друга областях, как Шотландия и Тува, отстоящих одна от другой на 7000—7500 км, причем, и это очень важно, о таких областях, которые до сих пор не пытались сдвигать даже при наиболее экстравагантных мобилистических реконструкциях. Последнее не случайно, поскольку северо-запад Евразии можно сблизить с ее же центром только в порядке юмористического эксперимента. Впрочем, так как «новая глобальная тектоника» существует за счет полного игнорирования геологического материала или за счет его очень одностороннего истолкования, нельзя полностью исключить возможность того, что в один прекрасный день такая попытка будет предпринята. Однако она вряд ли спасет положение, так как тем самым окажутся разрушенными важные для гипотезы дрейфа связи между северо-западом Евразии и Гренландией, или (если перемещать вместе с Европой и Гренландию) между Гренландией и Северной Америкой.

Таблица 2

Сопоставление силурийских, девонских и каменноугольных отложений Шотландии и Тувы

Система	Шотландия (Беннисон, Райт, 1972)	Тува (Геология СССР, 1966)
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	Преимущественно континентальные (дельтовые, озерные) и лагунные отложения: песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, глинистые известняки, известняки, горючие сланцы с фауной рыб и остракод. В отдельных районах в этих отложениях наблюдаются потоки лав базальтового и андезитового состава. К верхам разреза, соответствующим намюрскому и вестфальскому ярусам, приурочены угли. Мелководно-морские отложения занимают подчиненное положение и представлены известняками и глинистыми сланцами. Залегают согласно на девоне	Континентальные (дельтовые, озерные, озеро-болотные) и лагунные отложения: конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, известняки с ихтиофауной и растительными остатками. Многочисленные прослои туффитов и единичные туфов. К верхам разреза, относящимся к нерасчлененному среднему—верхнему карбону, приурочены рабочие пласты углей. Залегают на девонских отложениях с размывом, но в соседних районах наблюдается постепенный переход
ДЕВОНСКАЯ	Континентальные (пролювиальные, дельтовые, озерные) отложения, представленные пестроцветными конгломератами, брекчиями, песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями, кремнистыми известняками и известняками с обильной ихтиофауной. Многочисленные потоки базальтов локализируются главным образом в низах разреза (нижний отдел), но иногда встречаются и в его верхах. Залегают несогласно на силуре. Южнее, в пределах Англии, между девоню и силуром наблюдаются согласные соотношения. При движении к югу, в Англии, в разрезе появляются лагунные и мелководно-морские отложения. Мощность 6000—7000 м	Преимущественно континентальные (озерные, дельтовые) и лагунные осадки: пестроцветные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки с обильной ихтиофауной и филлопадами. В средней части разреза мелководно-морские известняки, алевролиты, реже песчаники или чередующиеся прибрежно-морские и континентальные отложения—сероцветные и пестроцветные алевролиты, известняки. В основании эйфельского яруса потоки лав базальтового и андезитового состава. В смежных районах эффузивы отмечаются в нижнем девоне и нижнем эйфеле. В центральных районах залегают согласно на силуре. Мощность 6000—9000 м
СИЛУРИЙСКАЯ	Чередующиеся мелководно-морские и континентальные (озерные) отложения. Первые представлены граувакками, песчаниками, глинистыми сланцами, аргиллитами и глинистыми известняками с фауной граптолитов, трилобитов и брахиопод. Континентальные отложения—красноцветные алевролиты и песчаники—встречаются в основании разреза, но главным образом приурочены к его верхам. Мощность до 7000 м	Мелководно-морские сероцветные песчаники, глинистые сланцы—алевролиты, глинистые известняки с обильной фауной трилобитов, брахиопод, граптолитов, кораллов и мшанок. Характерна большая латеральная изменчивость разреза. В его верхах отмечаются континентальные красноцветные песчаники, алевролиты и мергели. Мощность 3000—4000 м

Следовательно, можно с полной уверенностью утверждать, что разновозрастные и одnoreжимные тектонические зоны не только могут, но и должны иметь, одинаковые разрезы, вне зависимости от того, расположены ли они вблизи друг от друга, или между ними пролегают многие тысячи километров. Необходимо подчеркнуть, что приведенный пример (Шотландия—Тува) ни в коем случае не является каким-то исключением, специально подобранным для обоснования заранее заданной идеи. Сходство строения и развития устанавливается не только между позднекаледонскими впадинами Тувы и Шотландии. Так, Н. С. Зайцев, сравнивая развитие каледонид Шотландского нагорья и Восточного Саяна, писал, что для «...среднего и верхнего палеозоя в развитии этих структур... появляется много общего, так как и там и тут в них закладываются межгорные наложенные впадины (Аркадская впадина и Срединная долина в Шотландии и Рыбинская и Минусинская впадины Восточного Саяна) со сходным стратиграфическим разрезом» (Зайцев, 1960, стр. 65). Очень близки между собой разрезы силурийских и девонских пород Горного Алтая, Великобритании, Шпицбергена и Гренландии (Геология СССР, 1967; Беннисон, Райт, 1972; Маунс, 1949; Frankl, 1956; Harland et al., 1966, 1969). В последнее время чрезвычайно большое сходство девонских разрезов Алтае-Саянской зоны, северо-западной Европы и Гренландии было отмечено Ю. Г. Леоновым и О. А. Мазаровичем (1975).

Не обязательно ограничивать примеры перечисленными областями и средне-верхнепалеозойским временем. Достаточно вспомнить сходство юрских отложений Сихотэ-Алиня и Кавказа или юрских разрезов многочисленных впадин юга Сибири, чтобы сказать, что отмеченная закономерность имеет общепланетарный характер и проявляется вне зависимости от времени. Эти казалось бы, общезвестные истины приходится обсуждать так подробно потому, что они начисто выпали из поля зрения сторонников гипотезы дрейфа. В результате всякое сколько-нибудь заметное сходство разрезов в областях, разделенных океанами, толкуется ими только в одном, удобном для гипотезы дрейфа смысле—как безусловное свидетельство былой сближенности таких областей. Так, например, П. Н. Кропоткин писал по этому поводу, что «...сходство разрезов и фауны девона, карбона и перми Фолклендских островов и Южной Африки, удаленных друг от друга на 6500 км, столь же велико... как сходство разрезов в разных частях Московской или Тунгусской синеклизы на расстояниях, не превышающих несколько сотен километров» (1973, стр. 37—38). Отсюда следовал вывод, что такое сходство является надежным основанием для мобилистских реконструкций.

Приведенное в этой главе сопоставление разрезов силурийской, девонской и каменноугольной систем Тувы и Британских островов очень наглядно показывает, что примеры чрезвычай-

ного литолого-фациального сходства синхронных отложений могут быть обнаружены не только на расстояниях «нескольких сотен километров», но и на таких, которые вполне сопоставимы с разделяющими Фолклендские острова и Капскую провинцию. Более того, этот пример показывает, что сходство разрезов само по себе вообще не может использоваться для обоснования мобилистских реконструкций. Оно равным счетом ничего не доказывает.

Литолическое сходство разновозрастных толщ, сходство разрезов, развитых на противоположных берегах океана, можно было бы использовать в качестве дополнительного признака, указывающего на былую общность структур, расположенных в пределах разных материков, только в одном случае,— если бы, подгоняя друг к другу материка, мы раз за разом получали достаточно хорошую сходимость их границ. Однако ни о какой сходимости, тем более хорошей, говорить не приходится. Весь расходотренный ранее материал недвусмысленно показывает, что прибрежные структурно-фациальные зоны одного континента не могут быть продолжены в пределы другого без больших натяжек.

Краевые зоны континентов, определяемые 2000-метровой изобатой, каждый раз оказываются рубежом, около которого структуры либо обрываются, либо оказываются резко и закономерно сдвинутыми относительно противоположных разновозрастных структур другого континента. Наконец, в отдельных, очень не частых случаях, когда сопряженность противоположных структур оказывается при сдвигении материков удовлетворительной и чисто графически как будто бы возникает единая тектоническая зона, размещающаяся в пределах обоих континентов, к границам последних неизбежно оказываются приуроченными резчайшие изменения состава и возраста образований, участвующих в сложении этой якобы единой тектонической зоны.

Таким образом, если и следует говорить об «удивительном» и «непонятном», то удивления заслуживает не сходство разрезов удаленных друг от друга разновозрастных однорежимных зон, а те скачкообразные изменения их, которые наблюдаются в пределах реконструируемых структур, рассматриваемых гипотезой дрейфа в качестве единых по времени заложения и развития и по тектоническому режиму. Учитывая сопоставления, приведенные на предыдущих страницах, такие резкие изменения совершенно необъяснимы и противоестественны. Они свидетельствуют о том, что предполагаемые мобилистами тектонические зоны не отражают реально существовавших соотношений, а являются искусственно сконструированными. Это подтверждается одним немаловажным обстоятельством — тем, что везде скачкообразное изменение разрезов оказывается связанным с современными границами континентов.

Следовательно, литологическое сходство разновозрастных отложений, сходство разрезов в пределах однорежимных тектони-

ческих зон ни в малейшей степени не доказывают былой сближенности или разобщенности сопоставляемых областей. В лучшем случае эти признаки нейтральны и не могут быть использованы для обоснования мобилистских реконструкций. Их общность указывает только на то, что в эпоху накопления тех или иных отложений в пределах сравниваемых областей были одинаковыми направленность и характер глубинных процессов, определяемые ими вертикальные движения, строение земной коры, состав пород в прилегающих областях размыта и в какой-то мере климатические условия.

Однако резкие изменения состава разновозрастных отложений, приуроченные к современным границам континентов, должны настораживать. Они должны истолковываться как свидетельства связей между теми структурами, в пределах которых они накапливались. Ссылка на то, что такие скачкообразные изменения разрезов могут быть связаны с влиянием глубинных разломов, возможно располагавшихся на месте границ будущих континентов, не очень убедительна. Детальное изучение глубинных разломов, поперечных по отношению к рассекаемым ими структурам (а именно такие поперечные разломы должны были возникать на границе будущих Африки и Южной Америки), показывает, что они влияют на характер осадконакопления в пределах пересекаемых бассейнов в очень ограниченной степени (Рудич, 1972). Такие разломы проявляются в отложениях, формирующихся одновременно с ними, только в узкой пришовной зоне. При удалении от нее уже на первые километры влияние поперечного глубинного шва затухает и вызванные им изменения состава осадков сглаживаются. Несколько более широкими являются ареалы вулканогенных образований, приуроченных к поперечным разрывам, но и они не выходят за пределы первых десятков километров.

ПРОБЛЕМА ДРЕВНИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ И МОБИЛИСТСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Среди доказательств, используемых сторонниками гипотезы дрейфа континентов, очень важная роль отводится древним оледенениям. Все они рассматриваются как покровные, а отсюда делается вывод, что области, охваченные оледенением того или иного возраста, фиксируют положение полюса в различные, соответствующие этим оледенениям отрезки времени. Такой ход рассуждений нельзя считать убедительным. Во-первых, в нем постулируется покровный характер оледенений, что совершенно не самоочевидно и требует специальных доказательств. Во-вторых, и это, пожалуй, главное, в нем перепутаны причины и следствие. Оледенения объясняются дрейфом континентов в область высоких широт, а дрейф континентов, в свою очередь, доказывался их периодическими оледенениями. Все рассуждения об оледенениях, встречающиеся в работах мобилистов, практически вращаются по этому замкнутому кругу.

Попробуем разделить эти объяснения и разобраться, где кончается одно и начинается другое. Попытаемся проверить насколько твердо доказано существование древних глобальных оледенений, их покровный характер, и насколько данные об этих оледенениях могут быть использованы для обоснования гипотезы дрейфа континентов.

В мобилистских реконструкциях, предлагаемых различными исследователями, используются данные о позднедокембрийском, ордовичском и верхнепалеозойском оледенениях. Сведения о них целесообразно рассмотреть по отдельности.

Позднедокембрийские оледенения. До недавнего времени широкое развитие ледниковых отложений (тиллитов и варитов) в разрезах позднего докембрия Африки и Южной Америки считалось достаточно твердо установленным фактом. Сведения о позднерифейском оледенении были суммированы Харландом (Harland, 1965, 1969).

В Центральной Африке ледниковые отложения известны в составе платформенного докембрийского чехла в Народной Республике Конго, Центральноафриканской Республике и в Уганде. Южнее они установлены в Катанге, где тиллиты и черные ленточные глины залегают под слоями Кунделунгу. В Замбии тиллиты обнаружены на двух стратиграфических уровнях, верхний из которых параллелизуется с тиллитом Катанги. В Родезии

с верхним тиллитом Замбии сопоставляются горизонты с прослоями ленточных глин. На западе Заира и Анголы в дислоцированном платформенном чехле присутствуют два горизонта тиллитов. В нижнем тиллите прослоены золотыми песками, а в верхнем — морскими слоями. Наконец, позднедокембрийские ледниковые отложения входят в состав свиты Кайгас и формации Нумис, выделенных на юге континента.

Кроме перечисленных местонахождений, позднедокембрийские ледниковые отложения известны и из других областей Земли. На рис. 15 видно, что докембрийские тиллиты развиты в Канадском Арктическом архипелаге, на северо-востоке Гренландии и в Центральной Австралии.

В большинстве областей Африки и в Южной Америке время формирования тиллитов определяется в интервале 620—580 млн. лет. Исключение представляет тиллит Катанги и синхронизируемые с ними ледниковые образования Замбии и Родезии, формирование которых предшествовало луфилийской складчатости, соответствующей изохроне 725 млн. лет. Судя по тому, что предлуфилийское оледенение Замбии представлено двумя горизонтами тиллитов, оно было либо дуэстадийным, либо здесь следует говорить о двух самостоятельных предлуфилийских оледенениях. Оледенение Канадского Арктического архипелага и Гренландии, по-видимому, должно быть сопоставлено с оледенением Катанги и Замбии.

Следует отметить, что обе эпохи позднедокембрийского оледенения хорошо согласуются с кривой А. Мейерхоффа, на которой им соответствуют эвапоритовые минимумы (Meyerhoff, 1970, a, b; A. A. Meyerhoff, H. A. Meyerhoff, 1972, 1974).

Однако генезис предкембрийских «тиллитов» в последнее время стал предметом дискуссии. Если еще сравнительно недавно ледниковая природа позднерифейских тиллитов Африки и Южной Америки казалась несомненной, то за последнее десятилетие в ряде областей они стали квалифицироваться как отложения грязевых потоков. Такой генезис допускается для тиллитов ряда областей Северной Африки, для Нижнего и Верхнего тиллита Катанги и Анголы.

Предположение о селевой природе позднедокембрийских «тиллитов» не ставит под сомнение реальность кривой Мейерхоффа, а лишь заставляет искать другое объяснение для позднерифейских эвапоритовых минимумов. В этом случае они должны интерпретироваться как индикаторы влажных и теплых эпох.

Допустим, однако, что так называемые «тиллиты», залегающие в отложениях позднего рифея, все же имеют ледниковое происхождение и посмотрим, насколько такое предположение может быть использовано для обоснования мобилистских предствлений.

На рис. 15 приведена реконструкция Гондваны, на которую нанесены области развития проблематичных позднедокембрий-

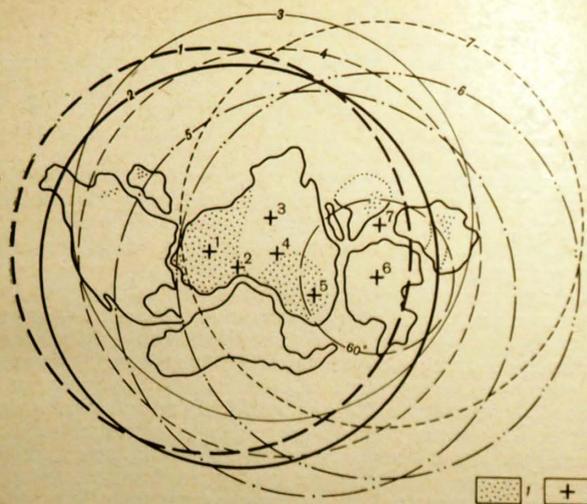


Рис. 15. Реконструкция Гондваны и распространение гипотетического поздневарисского оледенения

1 — поздневарисские ледниковые образования; 2 — позднедокембрийские полюсы (положение их выбрано произвольно). Большие круги соответствуют экваторам, проведенным из полюсов различного положения. Номера экваторов соответствуют номерам полюсов. Круг меньшего диаметра — параллель 60° для положения полюса в Антарктиде

ских ледниковых отложений. В размещении последних отчетливо видны две закономерности, со всей очевидностью свидетельствующие о неприемлемости мобилистской реконструкции.

Во-первых, реальность поздневарисской Гондваны опровергается расположением области предлуфилийского оледенения Южной Африки в глубине пракоинтента, в удалении от морских бассейнов. Возникновение покровного оледенения в такой обстановке нельзя объяснить, даже поместив Южную Африку в полярную зону, так как и тогда оледенение вряд ли могло бы возникнуть в пределах относительно ограниченной территории, показанной на рис. 15, лежащей к тому же во внутренней зоне материка. Предлуфилийское оледенение Южной Африки могло бы развиться только в том случае, если бы одновременно с ним началось оледенение каких-то несравненно больших частей гипотетической Гондваны, имевших выход к морю. Между тем аналогов предлуфилийского оледенения в Южной Америке и Антарктиде не установлено. Единственная область, оледенение которой может быть синхронизировано с предлуфилийским Южной Африки, располагается в Канадском Арктическом архипелаге и Гренландии. Учитывая неясность радиометрического возраста

системы Аделаида Австралии нельзя исключить, что тиллиты, обнаруженные в ее разрезе, не могут быть сопоставлены с предлуфилийскими (Браун и др., 1970). Однако это не спасает гипотезу поздневарисского полярного оледенения Южной Африки, поскольку оледенения Гренландии и Австралии попадают в экваториальную зону. В этом случае предлуфилийское оледенение двух последних областей не могло быть покровным. Обратное предположение приводит к абсурдному заключению о покровном оледенении целого полушария.

Во-вторых, распространение более поздних, предкембрийских тиллитов таково, что их нельзя поместить целиком в полярную зону. На рис. 15 показано несколько произвольно выбранных положений полюса в пределах Африки (1, 2, 3, 4, 5), Антарктиды (6) и между Индостаном и Австралией (7). Для любого из них ряд областей гипотетического оледенения позднего докембрия оказываются лежащими около экватора или около зон, характеризующихся широким развитием докембрийских эвапоритов (Meyerhoff, 1970b). В рассматриваемой реконструкции положение полюсов выбрано более или менее произвольно, либо в пределах зон предполагаемого предкембрийского оледенения, либо между ними. Однако это обстоятельство в данном случае не может изменить полученных выводов.

Таким образом, если считать, что поздневарисские оледенения имели место, то их приходится отнести к числу горных. В этом случае они не могут быть использованы для обоснования мобилистских реконструкций. Признание же этих оледенений покровными неизбежно приводит к выводу о нереальности дорифейской Гондваны.

Раннепалеозойское оледенение. Раннеордовичские (или позднекембрийские) тиллиты были установлены на севере Африки, во впадинах Таудени и Гана. Ледниковые отложения участвуют здесь в строении толщи континентальных осадков. Кроме того, горизонт тиллитов закартирован на юге континента, в Намибии, где он подстилает свиту карбонатно-терригенных пород.

Наличие в Африке раннепалеозойских ледниковых отложений настойчиво отстаивал Р. Фэрбридж (Fairbridge, 1969, 1970, 1971b). Он считал их позднеордовичскими или позднеордовичскими — раннесилурийскими и высказал мнение, что эти отложения фиксируют покровное оледенение, занимавшее в Северной Африке территорию, протяженностью около 4000 км, в пределах нынешних Марокко, Мавритании, Алжира, Туниса, Центральной Сахары, Нигера и Чада. Обосновывая существование этого материкового оледенения, Фэрбридж ссылался на Берри и Буко, показавших, что силурийские сланцы, содержащие пеллециподы и граптолиты, накапливались в мелководном относительно холодном морском бассейне, покрывавшем северо-западную Африку и континентальную Европу (Berry, Boucot, 1967).

Используя данные Мак Элхинни, Брайдена и других исследователей, Фэрбридж поместил кембро-ордовичский полюс несколько западнее современного северо-западного побережья Африки (27°30' с. ш. и 15° з. д.). После критических замечаний Мейерхоффа, Фэрбридж (Fairbridge, 1971) передвинул полюс на 4500 км, расположив его на экваторе у побережья Габона. Этот, по словам А. и Х. Мейерхоффов, «приспособленный к случаю» полюс достаточно наглядно демонстрирует вольное обращение с фактами, широко практикуемое при обосновании мобилистских реконструкций.

По данным Брайдена (Briden, 1970), основанным на определениях векторов первичной намагниченности кембро-ордовичских пород различных континентов, раннепалеозойский полюс должен был располагаться на северо-западе Африки или несколько западнее ее, в пределах акватории современного Атлантического океана. Ю. М. Шейнманн (1973) получил для того же геологического времени положение полюса в Центральной Атлантике. В обоих случаях, у Брайдена и у Шейнманна, разброс положения кембро-ордовичского полюса в зависимости от того, по породам какого материка оно определялось, достигает 3000—3500 км, но ареалы, очерчивающие зоны разброса, отстоят от габонского «полюса» Фэрбриджа по меньшей мере на 2500 км.

Представления о широком развитии на севере Африки раннепалеозойского оледенения были критически рассмотрены Шермерхорном (Schermmerhorn, 1971). Он отметил недостаточную аргументированность реконструкции Фэрбриджа, в частности указав, что заключение Берри и Буко о формировании пеллиципод-гранитолидсодержащих сланцев в относительно холодных водах не означает, как само собой разумеющееся, что этот бассейн располагался в области, испытывавшей оледенения. Он показал также, что при предполагаемом положении полюса (по палеомагнитным данным) для начала палеозоя и признании былой сближенности Африки и Северной Америки гигантское раннепалеозойское оледенение Африки неизбежно сопровождалось бы оледенением восточных областей Северной Америки. Между тем, в этих областях в отложениях кембрийской, ордовичской и силурийской систем ледниковые слои отсутствуют. По мнению Шермерхорна, ледниковый генезис так называемых тиллитов, горизонты которых встречаются в разрезе позднеордовичских и раннесилурийских отложений, не доказан.

К сказанному можно добавить, что обширное раннепалеозойское оледенение Северной Африки должно было соседствовать с теплым морским бассейном Британских островов, в котором в течение силура большого расцвета достигла фауна кораллов (Беннисон, Райт, 1972).

Конечно, все эти противоречия могут быть легко устранены, если поместить Северную Европу и Северную Америку в приэкваториальную зону, передвинув Южную Европу и Африку в рай-

он южного полюса. По такому пути пошли Дрюри, Рэмси и Смит (Drewry et al., 1974). При этом кембро-ордовичский полюс на их реконструкции получил новое место — на юго-востоке Южной Африки. Если не учитывать фантастические построения подобного рода, то приходится признать, что существование на севере Африки обширного покровного раннепалеозойского ледника полностью опровергает возможность единства Африканского и Североамериканского континентов в кембрии, ордовике и силуре. Отказ, в каком бы виде он не был сформулирован, от этой концепции (горное оледенение или полное отсутствие оледенения), означает для гипотезы дрейфа материков потерю еще одной точки опоры.

Позднепалеозойское оледенение. В отличие от только что рассмотренных древних оледенений, реальность каменноугольно-пермского оледенения не вызывает сомнения. Оно захватило большие площади в пределах южных материков — в Африке, Южной Америке, Австралии, Антарктиде и на полуострове Индостан.

В Центральной и Южной Африке формирование ледниковых толщ, по-видимому, началось в конце намюрского века. Максимального развития оледенение этих областей достигло в вестфальском веке. В это время ледники покрывали значительные площади в Центральной Африке, в бассейне современной Луалабы и на юге континента, в синеклизах Калахари и Карру. До недавнего времени это оледенение определялось как верхнекаменноугольное — нижнепермское (Hill, 1958). Позднее эта датировка была изменена и сейчас собственно ледниковые горизонты серии Двайка относятся либо к самым верхам намюрского и к вестфальскому, либо к вестфальскому и низам стефанского ярусов (Barbosa, 1958; Naughton, 1963). Деградация оледенения началась в конце вестфала и скорее всего в стефанском веке в большинстве областей Южной и Центральной Африки оно отошло в прошлое. Исключением могли быть лишь некоторые районы Катанги, где развитие ледников, возможно, закончилось в начале перми.

В Южной Америке, в бассейне Парана, верхнепалеозойское оледенение, ранее считавшееся синхронным южноафриканскому, по-видимому, началось значительно раньше. В нижних ледниковых горизонтах штатов Парана и Сан-Паулу были обнаружены прослои с флорой визейского яруса, значительно обогащенной турнейскими формами. Оледенение продолжало прогрессировать в течение намюра и достигло максимального развития в вестфале. В намюрском веке оледенение охватывало территорию современных штатов Парана и Сан-Паулу. В вестфале оно распространилось на юг, захватив штаты Санта-Катарина, Мату-Гросу и Риу-Гранди-ду-Сул, проникнув до Уругвая. Имеются указания, что и оледенение Пампы началось в раннекарбовую эпоху (Lohmann, 1965).

Деградация ледников в Южной Америке, по-видимому, началась, как и в Южной Африке, в конце вестфальского века, но в отличие от последней оказалась более растянутой по времени. Полное исчезновение ледников на территории Бразилии датируется лишь концом стефанского века. Районы, оставленные ледниками, очень быстро становились ареной угленакпления. В результате в течение стефанского века в различных частях Паранского бассейна происходило одновременно формирование как ледниковых, так и угленосных отложений.

Менее ясно время окончания оледенения в Уругвае. Как отмечалось в главе 5, не исключено, что в его пределах ледники еще продолжали существовать в начале пермского периода (Teichert, 1974).

В Аргентине позднепалеозойское оледенение развивалось в Пампе и в горах Буэнос-Айрес. Гляциальные отложения Пампы параллелизуются с нижним тиллитовым горизонтом Бразилии. В южной Сьерре Буэнос-Айрес оледенение проявилось двукратно. Нижний тиллит датируется О. Барбосой ранним пемсилыванием, а верхний ранней пермью.

Таким образом, позднепалеозойское оледенение Южной Америки было более продолжительным, чем оледенение юга Африки. Оно началось в ранневизейское время (в Африке в конце намюра) и окончательно деградировало только в конце стефана (в Африке в конце вестфальского или начале стефанского веков). Отдельные центры оледенения, локализованные на сравнительно небольших площадях, существовали в пределах обоих континентов до раннепермского времени.

Палеозойское оледенение Австралии началось в позднекаменноугольную эпоху. В это время были сформированы тиллиты бассейна Драммонд (Квинсленд). На востоке материка, в геосинклинали Новой Англии намюрские поднятия обусловили оледенение, зафиксированное в разрезе многочисленных горизонтов тиллитов и ленточных глин. Ленточные глины и тиллиты, закартированные восточнее трога Тамурте, относятся к вестфальскому и стефанскому ярусам. В этом районе тиллиты, по-видимому, имеют морское происхождение (Браун и др., 1970).

Кроме указанных областей, Дэвид выделял позднекаменноугольные ледниковые образования в штате Виктория и на Тасмании (David, 1950).

Оледенение Австралии достигло максимального развития в раннепермскую эпоху (сакмарский век). Ледниковые отложения нижней перми развиты в пределах широкой полосы, протянувшейся с северо-запада на юго-восток от бассейна Каннинг (Западная Австралия) к бассейну Оффисер и побережью Южной Австралии с ответвлением к оз. Эри. Восточнее, на территории штатов Виктория и Новый Южный Уэльс располагался другой крупный бассейн, охваченный оледенением, — Марри. Разрез пермских отложений начинается в нем тиллитами, содержащими

споры, по которым ледниковые образования были сопоставлены с сакмарскими ледниковыми породами бассейна Перт. Наконец, еще две области раннепермского оледенения располагались одна в Квинсленде, а вторая в прогибе Бонапарт. Пермские тиллиты Австралии формировались не только в континентальных условиях. В ряде областей они отлагались в мелководном морском бассейне. Вверх по разрезу ледниковые слои сменяются либо морскими, либо континентальными угленосными отложениями (Браун и др., 1970; David, 1950; Hill, 1958; Teichert, 1958).

Таким образом, позднепалеозойское оледенение Австралии, как и аналогичное оледенение Южной Америки, охватывает значительно больший временной интервал, чем оледенение Южной Африки, — с конца намюра до сакмарского века включительно. При этом, если пермский возраст тиллитов Уругвая и вызывает известные сомнения, то для верхних горизонтов ледниковых отложений Австралии датировка сакмарским веком в настоящее время общепризнана.

Из сказанного можно заключить, что расхождение времени оледенений Южной Америки и Африки не является ни чем-то исключительным, ни результатом ошибочного определения возраста ледниковых членов разрезов этих континентов.

Только что сделанный обзор показывает, что, будучи в целом более или менее однообразным, позднепалеозойское оледенение Южной Америки, Африки и Австралии значительно различается временем своего возникновения и отмирания. В абсолютном летоисчислении эти расхождения достаточно велики и составляют 15—20 млн. лет. Этот временной интервал в 30—40 раз превосходит суммарную продолжительность антропогенного оледенения.

Следовательно, можно считать, что позднепалеозойские оледенения Южной Америки, Африки и Австралии возникали и развивались между ранним визе и сакмарским веком независимо друг от друга и только в течение вестфальского века существовали одновременно на всех трех материках. Это обстоятельство накладывает очень серьезное ограничение на использование сведений о позднепалеозойском оледенении для обоснования мобилистской реконструкции Гондваны, поскольку эта реконструкция не только не в состоянии объяснить разновременность оледенения отдельных континентов, но и прямо противоречит ей.

Сдвинув материк и поместив, в соответствии с данными Брайдена, полюс каменноугольного времени в Южную Африку, мы получим довольно странную последовательность событий. В этом случае окажется, что оледенение, зародившись первоначально в области относительно низких широт, задерживалось там в течение 15—20 млн. лет. Только после этого оно достигло полюса. При этом приполярное оледенение было значительно более кратковременным, чем оледенение более низких широт. Деградация оледенения в зоне каменноугольного полюса нача-

лась на 5—10 млн. лет раньше, чем в областях, удаленных от полюса на 3000—5500 км, и протекала чрезвычайно быстро. В результате уже в начале стефанского века у полюса появился морской бассейн, в котором обитали рептилии. Это циркумполярное море было обрамлено по периферии ледниками (лежавшими в поясе, ограниченном 60—40° широты), развитие которых продолжалось до сакмарского века включительно (см. рис. 17).

Странности, демонстрируемые верхнепалеозойским приполярным оледенением Южной Африки, этим не ограничиваются. Как указывалось в главе 5, в эпоху накопления ледниковых отложений в прогибе Карру существовал водоем, по акватории которого плавающие льды разносили обломочный материал. Существование такого бассейна около полюса, в центре гигантского ареала материкового оледенения было бы понятно лишь при одном условии — сопоставимости его глубин с современными океаническими. Между тем, по данным Дю Тойта (1957), этот водоем был мелководным. Все сказанное заставляет усомниться в реальности мобилистской реконструкции взаимного расположения материков в каменноугольном периоде.

Однако трудности, с которыми сталкивается мобилистское истолкование природы и взаимосвязанности позднепалеозойского оледенения Южных материков, этим далеко не исчерпываются. Если обратиться к данным Р. Маака, то в целом вырисовывается достаточно стройная картина (рис. 16). Он выделил в Африке и Южной Америке пять центров покровного оледенения. Южноамериканский был помещен им на востоке Бразилии, в области, соответствующей современному среднему течению р. Сан-Франсиску. Африканские центры, по данным Маака, располагались на северо-востоке Анголы, в Родезии, востоке Намибии и на территории нынешней Народной Республики Конго (Маак, 1957).

Согласно реконструкции Р. Маака, из центра оледенения, лежавшего на севере Бразильского щита, льды двигались в южном направлении, но не проникали дальше современного штата Минас-Жерияс.

На территорию этого же штата льды поступали также из области, соответствовавшей Народной Республике Конго. В более южные районы Бразилии и Уругвай ледники проникали из Южной Африки, из Ангольского, Родезийского и Намибского центров (рис. 16). Обосновывая свою палеогеографическую схему, свидетельствующую о тесной сближенности Южной Америки и Африки в карбоне, Маак использовал данные о составе валунов в моренных отложениях Южной Америки. По его заключению, эти отложения содержат валуны докембрийских пород, отсутствующих в разрезе докембрия Южной Америки и установленные в Африке. Однако этот признак нельзя признать достаточно надежным, особенно если учесть степень изученности докембрия Юж-

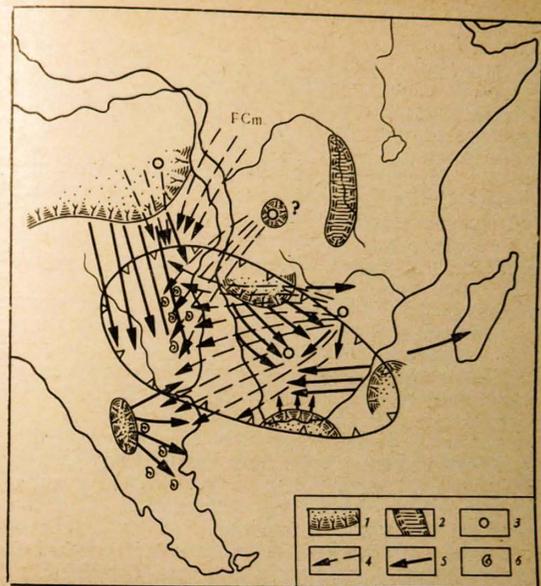


Рис. 16. Реконструкция положения центров позднепалеозойского оледенения Южной Америки и Африки, по данным Бутакова (Казн, 1958), Маака (Маак, 1957), Стреттена (Stratten, 1969), А. Мейерхоффа (Meyerhoff, 1971) и К. Тайхерта (Teichert, 1974)

1 — центры оледенения, по Мейерхоффу и Тайхерту, с дополнениями; 2 — область горного оледенения Катанги, по Бутакову; 3 — центры оледенения, по Мааку; 4 — направление движения ледников, по Мааку; 5 — направление движения ледников, по Стреттену, Мейерхоффу и Тайхерту; 6 — находки морской фауны, по Тайхерту

ной Америки в годы (до 1957 г.), когда подготавливалась работа Р. Маака.

Последующие исследования, проведенные в Африке и Южной Америке, показали, что реконструкция Маака должна быть пересмотрена.

Во-первых, было установлено, что карбоновое оледенение Бразильского щита имело гораздо большие масштабы, чем это предполагал Маак. Ледники, двигавшиеся со щита в южном направлении, доходили не только до штата Минас-Жерияс, но и проникали далеко на юг, вплоть до штата Риу-Гранди-ду-Сул и, возможно, Уругвая. Это отчетливо устанавливается не только по ориентировке ледниковой штриховки, но и по закономерному

увеличению числа горизонтов тиллитов от штата Риу-Гранди-ду-Сул на север (см. главу 5).

Во-вторых, было выяснено, что ледниковый центр, помещенный Мааком на территории Народной Республики Конго, в позднем палеозое не существовал. В этой области к позднепалеозойским ледниковым отложениям были ошибочно отнесены позднерифейские тиллоиды.

В-третьих, изучение разрезов верхнекаменноугольных отложений штата Санта-Катарина показало, что ледниковые отложения в его пределах выклиниваются в восточном направлении, вплоть до полного исчезновения в прибрежных районах. Такое распределение ледниковых образований исключает возможность их транспортировки в Бразилию из Южной Африки.

В-четвертых, было доказано присутствие в ледниковых отложениях Южной Америки многочисленных прослоев с морской фауной и установлено направление трансгрессий, проникавших в Паранский бассейн с востока. Это показало, что в эпоху позднекаменноугольного оледенения между Южной Америкой и Африкой располагалось море.

Перечисленные факты могут быть истолкованы однозначно. Они указывают на полное отсутствие связи между оледенениями Южной Африки и Южной Америки. Этот вывод совпадает со сделанным ранее на основании сопоставления продолжительности оледенений Южных континентов.

Заключение о самостоятельности каменноугольных оледенений Южной Америки и Африки может быть проверено на материале, полученном по Южной Африке.

Исследования Стреттена, проведенные в Намибии, показали, что позднепалеозойские ледники в ее пределах двигались с севера на юг и юго-юго-восток, по-видимому, из центра, лежавшего на юге Анголы. Это заключение совпадает с данными Хоутона, отметившего, что ледники восточной Намибии перемещались в сторону впадины Калахари (Haughton, 1963; Stratton, 1969).

Южнее, на территории ЮАР, по Стреттену, движение ледников Двайка было более сложным. Основная масса их сгружалась во впадине Карру, поступая в нее с севера, северо-востока и востока, из центров оледенения, располагавшихся на юге Анголы, в Родезии и в пределах современной акватории Индийского океана (рис. 16). Часть льда, поступавшего с северо-востока, по Стреттену, проходила транзитом через впадину Карру и сгружалась в морской бассейн, разделявший Южную Америку и Африку. Поступление льда с юга, из района нынешних Капских гор, по-видимому, носило ограниченный характер. Наконец, непосредственно к западу от современного атлантического побережья ЮАР, очевидно, лежал еще один центр оледенения, поставлявший лед в Большое Карру. Этот последний играл роль барьера, обычно отделявшего синеклизы Карру и Калахари от расположенного западнее межконтинентального морского бассейна. Это

обусловило незначительную роль морских отложений в разрезе ледникового горизонта серии Двайка. На юго-западе Африки в эпоху его формирования море лишь однажды трансгрессировало во впадину Калахари. Эта трансгрессия пришла с запада. Более поздние послеледниковые трансгрессии двайкского времени, по-видимому, проникали в южные области Африки с востока, со стороны современного Индийского океана.

Таким образом, данные о перемещении ледников в Южной Африке также показывают, что они не переходили в Южную Америку.

Все сказанное заставляет усомниться в том, что позднекаменноугольное оледенение Южной Америки и Африки имело покровный характер. Перечисленные ранее факты и ряд соображений общего порядка позволяют высказать предположение, что оледенение было горно-долинным.

Кроме указанных фактов, в пользу предположения о горно-долинном характере позднепалеозойского оледенения Южных материков свидетельствует четкая приуроченность начала оледенений Южной Америки, Африки и Австралии к эпохам, характеризовавшимся резким изменением направленности преобладающих вертикальных движений от нисходящих к восходящим. В Южной Америке она падает на династ, в Африке и геосинклинали Новой Англии (Австралия) датируется намюрским веком. В Индии раннепермскому оледенению предшествовала длительная стадия поднятия и размыва: пермские тиллиты ложатся здесь на отложения кембрийского возраста (Кришнан, 1954).

Предледниковые поднятия перечисленных областей сформировали сильно расчлененный рельеф, останцы которого сохранились в Южной Африке, Австралии и на Индостанском субконтиненте. По данным Дю Тойта (1957), в некоторых районах ЮАР тиллиты выхолостят крутосклонные преддвайкские долины, глубина которых достигала 250—300 м. На северо-западе Намибии предледниковый рельеф имел размах порядка 900—1200 м (Martin, 1968). А. Мейерхофф и К. Тайхерт (Meyerhoff, Teichert, 1970) приводят близкие цифры для Оранжевой республики (около 600 м), юго-востока Трансваля (650 м) и Капской провинции (900 м). На востоке Австралии, в северо-восточной части Нового Южного Уэльса, по заключению Уайта, оледенение, предположительно датируемое намюрсом, имело горный характер (White, 1968), горным было и вестфальское оледенение того же района (Whetten, 1965), горно-долинным — талчирское оледенение Индии (Meyerhoff, Teichert, 1970; со ссылкой на работы индийских геологов).

Размах предледникового рельефа в ряде областей Южной Африки с несомненностью свидетельствует о том, что до наступления ледника они испытали значительное поднятие. При этом следует учитывать, что приведенные оценки амплитуд

преддвайкского рельефа получены в областях ледниковой аккумуляции, располагавшихся на заведомо более низких гипсометрических уровнях, чем области ледникового питания и к тому же испытавших в какой-то степени ледниковое выглаживание. И если при этом в их пределах размах доледникового рельефа достигает местами 900—1200 м, то для областей ледникового питания он должен был быть значительно большим.

По-видимому, центры двайкского оледенения Южной Африки лежали в достаточно высоких горах, обрамлявших синеклизы Калахари и Карру. Спускаясь отдельными языками по многочисленным долинам, ледники сливались на предгорной равнине, образуя крупные полупокровные ледники подножий. Возможно, что в эпоху максимального развития оледенения (в вестфальском веке) впадины Калахари и Карру превращались в ледоемы. Однако большую часть времени значительные площади в их пределах оставались свободными ото льда. Таяние ледников приводило к возникновению на этих площадях замкнутого или полузамкнутого водоема, в котором эратичский материал разносился плавающими льдами. Временами этот бассейн соединялся с открытым морем. Сходная обстановка существовала, по-видимому, в Паранском бассейне Южной Америки.

Рассмотренная палеогеографическая реконструкция находит подтверждение в характере пространственных и временных соотношений ледниковых и угленосных отложений.

Как уже отмечалось, в Паранском бассейне отложения стефанского яруса характеризуются значительной латеральной изменчивостью. Сложенный в целом породами морского и континентального генезиса, этот ярус от района к району резко изменяется по фациальной принадлежности отложений, участвующих в его строении. В восточной части бассейна большая роль в его разрезе принадлежит морским отложениям, которым подчинены тонкие угольные пласты. В западном и северо-западном направлениях морские карбонатно-терригенные отложения частично замещаются ледниковыми, флювиогляциальными и угленосными. Пласты углей часто залегают непосредственно на тиллите и прослоены горизонтами ленточных и валуновых глин. Последние, по-видимому, переносились плавающим льдом. В некоторых случаях угленосные пачки содержат также моренные отложения. По заключению ди Оливейры (1959), угленосные отложения накапливались в пределах обширной аллювиально-озерно-болотной низменности одновременно с ледниковыми образованиями, развитыми на севере современных штатов Парана и Сан-Паулу.

Подобное соотношение ледниковых и угленосных отложений невозможно объяснить, исходя из предположения о материковом позднепалеозойском оледенении Южной Америки. Ника-

кие, даже самые быстрые, перемещения этого континента из приполярной зоны в область относительно низких широт не в состоянии обеспечить тесной пространственной и временной ассоциированности покровного оледенения и богатой флоры папоротникообразных (остатки которой, кроме послеледниковых слоев, особенно обильно представлены в двух верхних горизонтах тиллитов). Это заключение остается в силе и для варианта, не предусматривающего крупных горизонтальных перемещений Южной Америки и рассматривающего покровное оледенение вестфальского и стефанского веков как относительно низкоширотное. Он вызывает те же возражения, что и первый.

Но отмеченные соотношения ледниковых и угленосных отложений могут быть легко объяснены, если отнести каменноугольное оледенение Южной Америки к клисту горно-долинных. Естественно, что такое оледенение ни в какой мере не может свидетельствовать ни о бывшей сближенности Южной Америки и Африки, ни о крупных горизонтальных смещениях этих континентов.

Выводы. Даже относительно беглый обзор данных, касающихся древних оледенений, показывает, что использование их для обоснования мобилистских реконструкций Гондваны и гипотезы дрейфа континентов встречается с рядом очень серьезных трудностей. Материалы, относящиеся к этим оледенениям, либо не содержат информацию, подтверждающую истинность гипотезы дрейфа, либо несут такие сведения, которые опровергают ее основные положения.

Важнейшие из них следующие:

1. Дорифейские оледенения Гондваны, если таковые имели место, не могли быть покровными.

2. Очень проблематичное раннепалеозойское оледенение Африки также не было материковым. Обратное предположение, сделанное в рамках мобилистской реконструкции, требует объяснить мощное полярное оледенение северо-западной Африки, отсутствие синхронного ему оледенения восточных областей Северной Америки, располагавшихся в таких же высоких широтах, и развитие богатой фауны кораллов в приполярной зоне.

3. Верхнепалеозойские оледенения Южных материков и Индостана возникали и развивались независимо друг от друга. Они разделялись интервалами, достигавшими в абсолютном летоисчислении 15—20 млн. лет. Мобилистская реконструкция должна объяснить в этом случае, почему позднепалеозойское оледенение зародилось в относительно низких широтах, с большим опозданием захватило полярную зону и завершилось в ней раньше, чем в низкоширотной области.

4. Материковые льды не могли перемещаться из Южной Африки в Южную Америку, поскольку эти континенты были разделены в карбоне и перми морским бассейном.

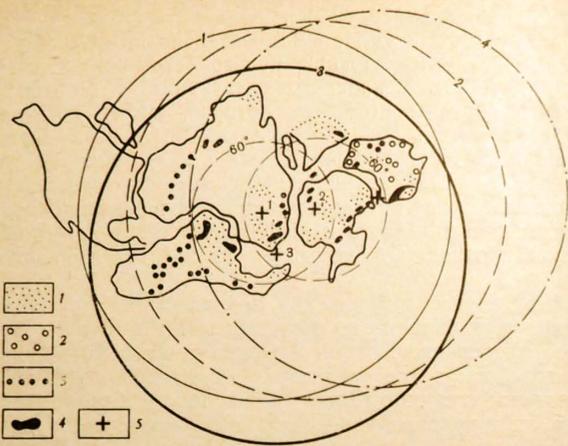


Рис. 17. Реконструкция Гондваны и распространение позднепалеозойских ледниковых, соленосных и угленосных отложений

Ледниковые отложения: 1 — преимущественно каменноугольные, 2 — каменноугольные и пермские; 3 — эвапориты; 4 — угли; 5 — позднепалеозойские полюсы. Большие круги соответствуют экваторам, проведенным из позднепалеозойских полюсов, положение которых дано: 1 — для каменноугольного периода, по Брайдену (Briden, 1970), 2 — условно, 3 — по Вегенеру (1925), 4 — по Брайдену, для пермского периода. Номера полюсов и экваторов соответствуют. Малые круги — параллели 60° для положения полюсов 1 и 2

5. Оледенениям Южной Америки, Африки, Австралии и Индостана предшествовали поднятия, в результате которых был сформирован сильно расчлененный рельеф, сохранившийся в Южной Африке, на Индостане и на востоке Австралии.

6. В Южной Америке ледники существовали рядом с областями угленакопления, которое развивалось одновременно с формированием ледниковых наносов.

Факты, приведенные в пунктах 3—6, достаточно определенно указывают на то, что позднепалеозойское оледенение Южных материков и Индостана было горным. Эта точка зрения уже неоднократно высказывалась рядом ученых (Шейнманн, 1963, 1973; Meyerhoff, Teichert, 1971; А. А. Meyerhoff, Н. А. Meyerhoff, 1972, 1974). Также, безусловно, все эти факты свидетельствуют против мобилистской реконструкции позднепалеозойской Гондваны, представленной на рис. 17. Кроме уже указанных ранее, эта схема встречается с еще одной серьезной трудностью. Она связана с недавними находками позднепалеозойских тиллитов в Омане и на юге Саудовской Аравии, якобы свидетельствующих об оледенении Нубийско-Аравийского щита (Хаин, 1971). Признание такого оледенения покровным озна-

чало бы (при расположении материков, показанном на рис. 17), что в каменноугольном периоде оно должно было захватывать субтропики, достигая широты 30—25°, а в пермском, с учетом перемещения полюса, оказаться в еще более низких широтах (около 10—15°).

В результате создается ситуация, при которой спасти реконструкцию, изображенную на рис. 17, можно, только допустив, что позднепалеозойское оледенение было не материковым, а горным. Но такое допущение означало бы для гипотезы дрейфа потерю одного из важнейших аргументов, с помощью которого доказывается ее истинность.

Впрочем, в распоряжении мобилизма есть очень простой выход из создавшегося затруднения, уже неоднократно испытанный в сходных обстоятельствах. Для этого достаточно оторвать Аравийский полуостров от Африки и передвинуть его из приэкваториальной области в зону высоких широт. Правда, при этом окажутся разорванными несомненные и очень древние геологические связи Аравийского полуострова и Африки, но подобного рода «мелочи» никогда не смущали защитников гипотезы дрейфа.

СООТНОШЕНИЕ ТРИАСОВЫХ И ЮРСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР АФРИКИ, СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Сторонники гипотезы дрейфа континентов, за редкими исключениями, согласны в том, что праматерик Гондваны просуществовал до позднего палеозоя включительно. Расхождения между ними возникают в оценке мезозойской истории этого гипотетического континента. Некоторые исследователи высказывают мнение, что он испытал раскалывание и раздвижение в перми или триасе. Однако большинство ученых придерживаются традиционной точки зрения, согласно которой расползание нынешних материков, входивших прежде в состав Гондваны, началось в юрском периоде. Довольно часто это раздвижение отодвигается даже в ранний мел.

Последовательность событий, итогом которых было оформление Африки, Южной Америки и Северной Америки в их современном виде, представляется разным авторам весьма по-разному. Взгляды, высказываемые по этому поводу, при некотором усреднении могут быть сведены к трем основным вариантам.

Согласно первому из них, раскалывание Афродо-Американской Гондваны привело к одновременному отделению от Африки как Северной, так и Южной Америки. Вторым вариантом исходит из того, что сначала (180 млн. лет назад) от Африки отделилась Северная Америка и только после этого (140 млн. лет) произошло разделение Африки и Южной Америки (Ewing, 1970). Наконец, третий вариант с равным успехом предусматривает обратную последовательность — отделение Южной и только после этого Северной Америки. Эти противоречия симптоматичны. Они свидетельствуют о том, что все эти реконструкции основываются на противоречивых данных, не поддающихся однозначному истолкованию.

В настоящей работе, по-видимому, целесообразно принять наиболее часто встречающуюся датировку начала раздробления Гондваны — конец юрского — начало мелового периодов. Такой выбор диктуется, конечно, не тем, что эта датировка имеет наибольшее число сторонников. В первую очередь он обусловлен тем, что позволяет проследить историю геологического развития проблематичного праматерика за временной интервал, считающийся максимально допустимым сторонниками гипотезы дрейфа континентов.

Для обоснования сближенности мезозойской Африки с континентами Нового Света гипотеза мобилизма использует данные о сходстве разрезов разновозрастных отложений, развитых на этих материках, об одновременном развитии однотипных магматических процессов в их пределах и о взаимопереходах структур смежных материков (см. рис. 7).

Мобилистские реконструкции для триаса и юры столь же схематичны, как и для более ранних отрезков геологического времени и базируются на крайне обобщенных данных. Примером могут служить неоднократно упоминавшиеся работы Дж. Саттона и П. Н. Кропоткина или основанная на палеомагнитных данных реконструкция Брайдена (Briden et al., 1970).

Попробуем проверить представительность мобилистской реконструкции мезозойской Гондваны, используя несколько более детальные сведения о геологическом строении и структуре ранне- и средне-мезозойских образований Африки, Северной и Южной Америки, заимствованные из сводки под редакцией Ю. Шурберта и А. Фор-Мюре, работ Х. Хоутона, В. Е. Хайна и др.

ТРИАС

В целом в Африке триасовый период характеризовался поднятиями, устойчиво сохранявшимися на большей части континента (рис. 18).

На северо-западе Африки, в Эр-Рифской и Предрифской зонах происходило накопление лагунных гипсово-соленосных отложений, иногда достигавших значительной мощности. Так, в Эр-Рифской зоне мощность эвапоритов и известняка триаса равна 2000 м.

В Атласе поднятия сопровождалось образованием системы изолированных впадин и грабенно-северо-восточного и субмеридионального простираний. На севере (в пределах нынешних Тель-Атласа и Северного Атласа) отлагались грубообломочные континентальные осадки: красноцветные конгломераты и песчаники с прослоями глин. К югу они замещались эвапоритами. В конце триаса в эту область с востока трансгрессировало море, в котором накапливались известняки. По-видимому, в конце триаса в Атласе произошли излияния базальтов.

Континентальные обломочные и лагунные соленосные отложения формировались также к югу от Сахарского Атласа, в зоне перикратонного прогиба. По данным Меньшикова (Тектоника Африки, 1973), их мощность колеблется от первых сотен метров до 1000—1500 м.

В более восточных областях Северной Африки, на территории современной Ливии, отложения триасовой системы известны во впадинах Мурзук и Куфра. Мощность их сокращается с севера на юг и в этом же направлении мелководно-морские осадки, замещаются лагунными, а последние континентальными.

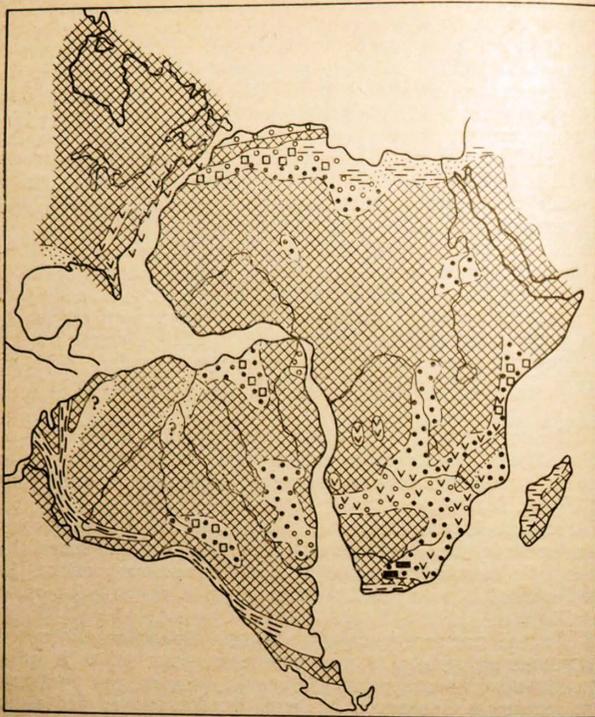


Рис. 18. Палеогеографическая схема для триасового периода

Условные обозначения см. на рис. 8

К югу от североафриканского бассейна располагалась обширная область размыва, в пределах которой в триасе существовало несколько изолированных впадин, в которых накапливались континентальные отложения. Наиболее крупная из них лежала у западного края Африкано-Аравийского щита. Более сложная палеогеографическая обстановка устанавливается в триасовом периоде в южной половине континента (рис. 18).

Опорный разрез триаса описан в Капской провинции, Оранжевой республике и Натале, где к этой системе отнесены средний и верхний горизонты свиты Бофорт и нижняя часть свиты Стормберг.

Среднебофортский ярус представлен пестроцветными песчаниками и аргиллитами, а верхний, в целом литологически сходный со средним горизонтом, отличается от него присутствием прослоев катышковых конгломератов. К слоям Бофорт приурочены многочисленные остатки травоядных рептилий и амфибий. Мощность слоев изменяется от 150—200 до 600—900 м.

Отложения нижнего горизонта свиты Стормберг развиты на сравнительно ограниченной территории, главным образом в Лесото. Возможно, что они отделены от верхнебофортского яруса скрытым несогласием. В основании горизонта залегают слои Молтено: грубозернистые косослоистые песчаники с прослоями глинистых и углистых сланцев и углей, с кремнеолой древесной и растительными остатками. Выше обнажаются красноцветные песчаники и аргиллиты, перекрытые так называемыми пещерными песчаниками: массивными грубозернистыми косослоистыми разностями с линзами темных сланцев и прослоями вулканического пепла.

На юге Трансвааля к верхнему триасу относятся пестроцветные глинистые сланцы с прослоями песчаников, лежащие на них бушельдские песчаники, сопоставляемые по остаткам динозавров с «пещерным песчаником» более южных районов. В районе Ватерберге к позднему триасу условно отнесена пачка конгломеративных песчаников и аргиллитов мощностью до 50 м. На севере Трансвааля (в Заутпансберге) верхи свиты Бофорт образованы переслаивающимися песчаниками, пестроцветными глинистыми сланцами и мергелями. Они связаны постепенным переходом со светлоокрашенными косослоистыми «пещерными песчаниками». Мощность этой толщи, условно относимой к триасу, варьирует от 90 до 600 м.

Далее на север, в Родезии, из разреза выпадает нижний и, по-видимому, средний триас, и система представлена только отложениями верхнего отдела: красноцветными аргиллитами и мергелистыми песчаниками, перекрытыми галечными аркозами и белыми кварцевыми песчаниками с костями динозавров. Разрез венчается золотыми красными косослоистыми песчаниками, содержащими в верхах потоки лав.

Сходный разрез описан в Замбии в широкой полосе северо-восточного простирания, протягивающейся вдоль долины р. Луангвы. Он начинается красными конгломеративными гравелитами и продолжается вверх серыми гравелитами с прослоями мергелей и красными золотыми песчаниками с остатками ископаемой древесины. Мощность позднетриасовых отложений в долине р. Луангвы достигает 300 м. Несколько западнее, в долине р. Луано, нижнестормбергские слои представлены глинистыми сланцами мощностью до 1450 м. В бассейне Кафуэ известны золотые песчаники, подстилающие потоки лав основного состава.

Поздне триасовые отложения Замбии очень близки по своей литологии к стормбергским слоям нижнего течения р. Окаванго (Ботсвана). Последние сложены пестроцветными массивными алевролитами и рыхлыми красными эоловыми песчаниками. Возможно, что западнее, на северо-востоке Намибии, имеется более полный разрез триасовой системы, начинающийся пачкой песчаников и конгломератов, перекрытых красными аргиллитами. В верхах толщи залегают косослоистые эоловые песчаники мощностью около 600 м. Не исключено также, что развиты на севере Анголы тонкозернистые песчаники с фауной среднебофортского яруса должны быть отнесены к нижнему триасу. Слои, залегающие на этих песчаниках, параллелизуются со стормбергской свитой.

На юге Малави и в восточных районах Мозамбика поздне триасовые (?) породы участвуют в строении прогиба Замбези. Они залегают с несогласием на нижнебофортском ярусе и представлены белыми песчаниками и гравелитами, которые сменяются вверх красноцветными эоловыми песчаниками. В восточном направлении континентальные отложения замещаются морскими терригенными породами.

Выходы континентального триаса, известные на северо-западе Мозамбика, продолжаютя отсюда на юг и восток Танзании. В пределах последней во впадине Рухуху, по-видимому, развиты породы среднего и верхнего отделов системы. Они слагаются толщей красноцветных песчаников и гравелитов с прослоями мергелей (песчаники иногда замещаются аргиллитами), залегающей несогласно, с базальным конгломератом в основании, на отложениях перми. Эти горизонты содержат фауну рептилий и пресноводных моллюсков, сходную с позднебофортской и стормбергской.

При движении на северо-восток мощность отложений триаса увеличивается от 360 (прогиб Рухуху) до 800—900 м (бассейн р. Руфиджи).

В восточных районах Танзании разрез начинается песчаниками и глинистыми сланцами, накапливавшимися в континентальных условиях. Выше с несогласием залегают тонкозернистые песчаники, в кровле которых обнаружена морская фауна пластинчатожаберных. В свою очередь они перекрываются пачкой песчаников.

На севере Танзании породы, предположительно относимые к триасу, достигают мощности 3000 м и подразделяются на три горизонта. Нижний представлен песчаниками и глинистыми сланцами, средний — темными известковистыми сланцами с остатками рептилий, а верхний образован песчаниками и песчанистыми глинами, содержащими фрагменты растений. Выходы этой толщи прослеживаются в пределы Кении. Здесь из разреза выпадает средняя глинистая пачка. Низы его сложены песчаниками, параллелизуемыми с верхним горизонтом бассей-

на р. Руфиджи, а верхи гравелитами, глинисто-песчанистыми сланцами и эоловыми песчаниками.

Кроме перечисленных областей, континентальный триас установлен на востоке Заира, в бассейне р. Луалабы и на западном берегу оз. Танганьика у г. Калима. Он слагается здесь красноцветными песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами. Выходы в районе г. Калима датируются поздним триасом, а в бассейне р. Луалабы они не расчленены.

Таким образом, на основании сделанного обзора можно заключить, что в раннетриасовую эпоху нисходящие движения, сопровождавшиеся накоплением континентальных осадков, локализовались на крайнем юге континента, в синеклизе Карру. Возможно, что к северу от этого крупного прогиба в начале триаса существовало несколько относительно небольших изолированных котловин. Они располагались на территории Анголы, в Намибии и в Трансваале.

Среднетриасовая эпоха ознаменовалась поднятиями и складчатостью, затронувшей отложения среднего и верхнего горизонтов свиты Бофорт. Эти движения устанавливаются по присутствию в основании разреза свиты Стормберг грубообломочных пород.

В конце среднего или начале позднего триаса слабые опускания, возможно относительные, возобновились в синеклизе Карру, охватив, однако, гораздо меньшую площадь, чем в скифском веке. Оказавшись сравнительно незначительными на крайнем юге континента, поздне триасовые опускания в то же время широко проявились в более северных областях. Не исключено, что в поздне триасовую эпоху в южной и центральной частях материка существовала обширная внутриконтинентальная впадина, протягивавшаяся от Наталя и Трансваала на юге, через Родезию и Замбию к современному бассейну р. Луалабы и через Замбию, Малави и Мозамбик в Танзанию и Кению.

В Замбии от этого прогиба, по-видимому, отходил широкий «залив», проникавший на территорию нынешних Ботсваны и Намибии. На рис. 18 условно показан выход этого «залива» к современному Атлантическому океану, однако не исключено, что он замыкался в районе Гротфонтейна. В этой обширной впадине накапливались исключительно континентальные, а в верхней части эоловые отложения. В некоторых районах Мозамбика и Танзании они содержат прослой с морской фауной, указывающие на кратковременные вторжения моря. Эти трансгрессии приходили с востока со стороны современной акватории Индийского океана.

В последнее время в основании меловых отложений Камеруна, датруемых по аммонитам, были обнаружены переотложенные конодонты, широко развитые в среднем триасе Северной Америки, Западной Европы и Израиля. Эти находки ука-

зывают на проникновение среднетриасового моря в приэкваториальные районы Западной Африки (Teichert, 1974; со ссылкой на работы Мошера и Мюллера).

Возможно, что в конце позднего триаса в ряде областей Южной Африки начались излияния основных лав. Однако наиболее мощная фаза этого вулканизма проявилась в лейасе.

В Северной Америке, как и в Африке, триасовый период был временем преобладающих поднятий. Восходящие движения, захватившие еще в перми Аппалачи и примыкающие к ним области платформы, по-видимому, продолжали развиваться и в раннем триасе. В среднетриасовую эпоху поднятия замедлились, и горное сооружение Аппалачей испытало пенеппенизацию. Очередная активизация тектонических движений произошла в конце среднего — начале позднего триаса. Она обусловила сводовое поднятие Аппалачей и обрушение отдельных блоков земной коры в приосевой зоне свода. Результатом этих движений была цепочка поздне триасовых грабенов, протягивавшихся в юго-западном направлении от современной провинции Новая Шотландия до Северной Каролины. Проседание грабенов (тафрогеосинклиналей Кэя) сопровождалось накоплением мощных грубообломочных аллювиальных и эстуариевых отложений и излияниями базальтов.

Южная Америка в ранне- и среднетриасовую эпохи испытывала поднятия и размыв. Проблематичные нижнетриасовые отложения установлены только на севере Бразилии и в бассейне Парана.

В синеклизе Мараньяо накапливались лагунные, а позже озерные отложения. Первые представлены гипсами и известняками, вторые — песчаниками и глинистыми сланцами. Южнее, в бассейне Парана, формировалась толща красноцветных глинистых сланцев, аргиллитов и песчаников.

Среднетриасовая эпоха ознаменовалась вспышкой вулканизма на западе и северо-западе Аргентины, где лавы и туфы андезитового состава достигают мощности 4000 м. К этому же времени относится, по-видимому, складчатость Южной Сьерры Буэнос-Айрес.

Поднятия, охватившие Южную Америку в середине триасового периода, в большинстве областей продолжались и в поздне триасовое время.

Морские отложения норийского (?) яруса установлены только в Восточной Кордильере Аргентины.

В предгорьях Анд и в грядях Пампы в позднем триасе произошли обрушения. В изолированных грабенах накапливались толщи континентальных осадков. В зоне Ла-Риоха они представлены серией фангломератов, песчаников, туфогенных и известковистых сланцев с прослоями угля и силами базальтов, приуроченных к верхнему горизонту песчаников. Мощность этих отложений достигает 3200 м. Они перекрыты пачкой серых

песчаников, содержащих пласты туфов и потоки базальтов (600 м), сменяющихся вверх красными немymi песчаниками.

На востоке континента верхний триас известен только на юге Бразилии, в штате Риу-Гранди-ду-Сул. Он сложен серыми песчаниками, глинистыми сланцами и конгломератами с растительными остатками, сменяющимися вверх по разрезу красноцветными аргиллитами и подчиненными им известняками с фауной рептилий. Эти отложения, накапливавшиеся в субэвразальной обстановке, имеют мощность, не превышающую 130 м.

Кроме перечисленных областей, нерасчлененные ближе отложения триаса установлены на северо-востоке Бразилии, в нижнем течении р. Сан-Франсиску и в окрестностях Соуза. Они представлены в основном пестроцветными песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами озерного генезиса, содержащими слой известняка с морской фауной (рис. 18).

Сопоставление. Ряд особенностей геологического развития Африки, Северной и Южной Америки в течение триасового периода на первый взгляд подтверждают мобилистские реконструкции и, в частности, реконструкцию, предложенную Буллардом, Эвереттом и Смитом.

Для всех трех континентов триас был временем значительных поднятий, обусловивших смену морского осадконакопления континентальным. Как в Африке, так и в пределах обеих Америки на обширных площадях формировались преимущественно обломочные красноцветные толщи. В ряде областей широкое развитие получили эвапориты. Наконец, в некоторых районах рассматриваемых материков поднятия среднетриасовой эпохи сопровождалась процессами тафрогенеза, а в других — складчатостью.

Однако более внимательное рассмотрение этих признаков заставляет усомниться в их представительности как индикаторов сближенности Африки с Северной и Южной Америкой в триасе.

Первые из них — преобладание восходящих движений и преимущественное развитие субэвразальных отложений — свойственны в триасе не только сопоставляемым материкам. Как известно, триас для всей планеты был ярко выраженным геократическим периодом, характеризовавшимся глобальной регрессией и резким преобладанием континентального осадконакопления над морским. Триасовый тафрогенез также не был процессом, присущим только Африке, Северной и Южной Америке. Он широко проявился на обширных пространствах Центральной и Восточной Азии, причем и в Азии эти глыбовые движения часто сопровождалась базальтовым вулканизмом.

Следовательно, указанные признаки ни в малейшей мере не свидетельствуют ни о существовании в триасе единой Африко-Американской Гондваны, ни об нереальности этого гипотетиче-

ского континента. В то же время ряд фактов противоречат мобилистской реконструкции.

При сдвигении Африки и Северной Америки в пределах одной сравнительно небольшой области оказываются зоны с резко различным типом осадконакопления. Тогда как на северо-западе Африки в разрезе триаса повсеместно резко преобладают гипсо- и соленосные отложения, на востоке Америки они полностью отсутствуют, и триас представлен здесь аллювиальными и эстуариевыми осадками. Таким образом, в результате мобилистской реконструкции оказываются сближенными зоны, отличавшиеся в триасе резко различными климатическими условиями — аридная северо-западной Африки и гумидная востока Северной Америки.

Сказанным не исчерпываются различия раннемезозойского развития этих областей. В Северной Америке триасовый период был временем континентального развития, морские отложения здесь неизвестны. На северо-западе Африки в составе триаса имеются морские слои, причем море трансгрессировало как с востока, так и с запада, со стороны современного Атлантического океана (Тектоника Африки, 1973).

Конечно, сами по себе последние различия не так уж значительны. Они сопоставимы с теми изменениями разрезов разновозрастных образований, которые отмечаются в границах заведомо единых тектонических зон. В данном случае решающее значение имеет то обстоятельство, что отмеченные различия возникают скачкообразно, и этот скачок оказывается приуроченным к современным границам континентов. Именно это обстоятельство свидетельствует против мобилистской реконструкции.

Подгонка Африки и Южной Америки также не обнаруживает следов сближенности этих материков в триасе. Синеклиза Маранья обрывается современной границей материка и в пределы противоположащих областей Африки не переходит. Паранская синеклиза и триасовый прогиб Южной Африки разобщены даже на той реконструкции, которая представлена на рис. 18. Между тем, как уже отмечалось, не исключено, что поле развития отложений триаса в пределах Намибии не имело выхода к современному побережью Атлантического океана, отделяясь от него областью размыва. В этом случае разобщенность триасовых бассейнов Южной Америки и Африки становится еще более очевидной.

Как и во все предыдущие эпохи (начиная с раннего рифея) структуры сдвинутых материков оказываются закономерно оборванными их нынешними краевыми зонами.

Единственное место, где развитие на обоих континентах породы триаса хорошо совпадают друг с другом своим положением в пространстве, — это область Сержипи в Южной Америке и Камерун в Африке. И там, и тут триас представлен морскими отложениями.

Однако последнее обстоятельство не только не подтверждает справедливости мобилистской реконструкции, но и делает ее весьма сомнительной. Очень трудно объяснить наличие в этом районе морских отложений при сдвинутых вместе Африке и Южной Америке. Для этого нужно предположить, что море проникло в восточную Бразилию и Камерун по узкому и очень протяженному заливу. Если оно ингрессировало с запада, протяженность залива должна была составлять 1800—2000 км, если же с юга — то по меньшей мере 3000—3500 км. Уже одно это делает такой залив довольно необычным, хотя, конечно, аналогии ему и могут быть найдены (Красное море, Калифорнийский залив). Но гораздо более странно то, что проникавшее в него море на всем протяжении очень точно приспособлялось к современным береговым линиям обоих континентов, нигде не пересекая их. И только пройдя тысячи километров в глубь праматерика, оно, наконец, внедрялось на территорию нынешних континентов.

В рассматриваемой реконструкции современные береговые линии должны были контролировать не только размещение морских осадков, но и определять границы зоны нисходящих движений, обусловивших ингрессию. Это подтверждается полным отсутствием на атлантических побережьях Африки и Южной Америки не только морского, но и континентального триаса.

Чрезвычайно малая вероятность рассмотренной реконструкции очевидна. В то же время присутствие морского триаса на востоке Бразилии и в Камеруне может быть объяснено без таких натяжек, если исходить из предположения о существовании достаточно широкого раннемезозойского морского (или океанического?) бассейна, омывавшего континенты, площадь которых была значительно больше площади современных Африки и Южной Америки. По-видимому, эта мобилистская реконструкция может быть принята только в том случае, если отнестись раскалывание Гондваны к триасовому периоду и допустить, что в это время Африка и Южная Америка оказались разделены узким проливом длиной около 5000 км. Но и тогда остается непонятным полное отсутствие в прибрежных зонах этих материков морского триаса.

Наконец, еще одним свидетельством разобщенности этих материков в триасе, возможно, является позднетриасовый основной магматизм Южной Африки, не имеющий аналога в Южной Америке. Известная условность этого утверждения вызвана отсутствием полной ясности в датировке начальных фаз стормбергского вулканизма. Нельзя исключать, что они относятся не к позднему триасу, а к началу лйаска.

Все сказанное позволяет сделать вывод о том, что мобилистская реконструкция раннемезозойской Гондваны не только не обеспечена надежными геологическими данными, но и противоречит ряду достаточно твердо установленных фактов.

ЮРА И РАННИЙ МЕЛ

На северо-западе Африки в ранней юре произошла трансгрессия и началось накопление терригенных и карбонатных отложений. В Эр-Рифе разрез юры представлен флишоидными песчано-глинистыми осадками, в Предрифской зоне лейас сложен доломитами, известняками и мергелями, догер — красноцветными известняками, а мальм — глинистыми сланцами и песчаниками.

В Атласе, нижнеюрская эпоха была временем обширной трансгрессии, во время которой сформировалась толща известняков. В начале мальма накапливались преимущественно глинистые осадки, в батском веке они сменились регрессивной серией песчаных отложений, которые отлагались до конца келловея, когда море ушло из центральной зоны Атласа. В позднеюрское время морские условия сохранились, по-видимому, только в Тель-Атласе, где мальм образован карбонатно-терригенными породами.

На юге Туниса и в западной части Ливии в первой половине юрского периода существовали континентальные и лагунные условия. В это время накапливались гипсы и ангидриты. В батском веке началась трансгрессия, и эвапориты были перекрыты карбонатными отложениями. Смена литофаций от карбонатных через карбонатно-терригенные к чисто терригенным, наблюдающаяся в этой области при движении с севера на юг, указывает на близость береговой линии батского бассейна.

Батское море покрывало северо-восток Африки и проникало в восточные районы Аравийского полуострова, где континентальные толщи нижнего и среднего лейаса перекрыты карбонатным тоаром. На юге полуострова морские условия установились только в позднеюрскую эпоху, а в течение доггера накапливались обломочные континентальные отложения. Эта область юрской седиментации соединялась через юго-западную часть Аравийского полуострова с Эритрейско-Сомалийским прогибом. В последнем в раннем лейасе формировалась толща континентальных красноцветных песчаников. Трансгрессия, начавшаяся в тоаре, сопровождалась накоплением карбонатных осадков. Морские условия сохранились в этой области до конца юрского периода.

В более южных районах Восточной Африки, в Кении и Танзании континентальная обстановка просуществовала дольше, чем в Эритрейско-Сомалийском прогибе. Добайосские слои представлены эвапоритами, особенно мощными на юго-востоке Танзании. Они перекрыты морскими карбонатно-терригенными отложениями байоса — кимериджа. Регрессия в конце кимериджского века привела к накоплению лагунных и эстуариевых отложений.

Обширная область юрской седиментации, протягивавшаяся от Туниса, через Аравийский полуостров до юга Танзании, зани-

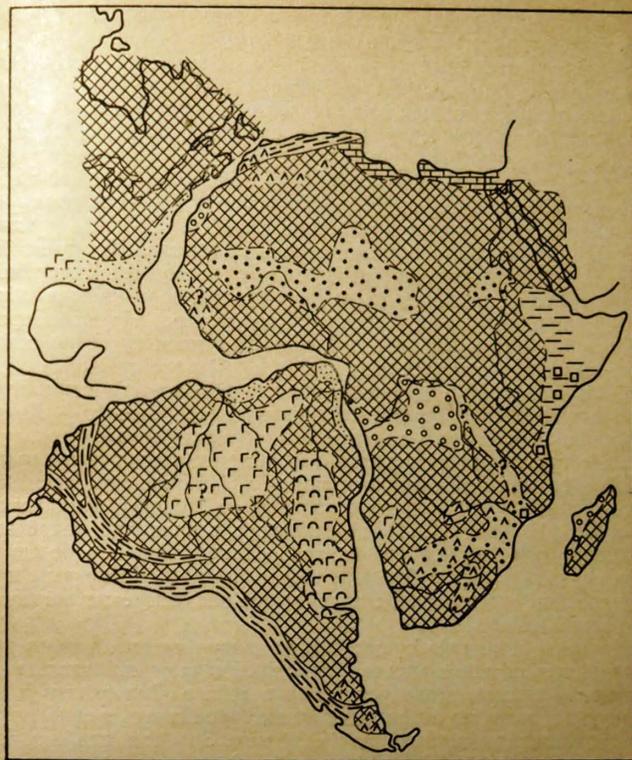


Рис. 19. Палеогеографическая схема для юрского (Африка) и юрско-ранне-мелового (Северная и Южная Америка) времени

Условные обозначения см. на рис. 8

мала краевую зону Африкано-Аравийской платформы, большая часть которой оставалась устойчиво поднятой в течение всей юры. По-видимому, главным образом в позднеюрское время некоторые внутренние области платформы испытали слабое опускание, сопровождавшееся накоплением красноцветных песчано-глинистых континентальных отложений (рис. 19).

Западная и Приэкваториальная Африка в течение лейаса и доггера была областью размыва. Исключение представляет лишь впадина Тарфая — Рио-де-Оро, где бурением был вскрыт полный разрез юрской системы, мощность которого достигает

фораминифер. На юге Берега Слоновой Кости последовательность событий была близка к описанной для впадины Тарфая — Рио-де-Оро — неомом сложен континентальными красноцветными обломочными отложениями (2000 м), а аптский и альбский ярусы — морскими осадками (2600 м).

В раннемеловую эпоху начались опускания современной прибрежной зоны Западной Африки от Габона на севере до Анголы на юге. Эти движения сопровождалась в неомом накоплением континентальных и лагунных отложений. В аптском веке в Габоне и на территории современной Анголы широкое развитие получили эвапоритовые фации. Континентальные условия сменились морскими в конце апта. Постепенно расширяясь, трансгрессия захватила в альбе значительные площади. Море образовало глубокий залив, располагавшийся на месте нижнего течения современных рек Нигер и Бенуэ.

Во внутренней области Центральной Африки в раннемеловую эпоху сохранялись континентальные условия. Во впадине Конго и в ряде грабенов рифтовой зоны нижний мел представлен красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми отложениями. В грабенах рифтовой зоны к нижнемеловым толщам приурочены покровы риолитов, щелочных базальтов и фонолитов.

На востоке Северной Америки, в Аппалачах и на прилегающей к ним с запада платформе в течение всей юры сохранялись устойчивые поднятия небольшой амплитуды. К концу юрского периода в Аппалачах была выработана поверхность выравнивания. Обломочный материал с платформы (к которой в это время причленилась зона герцинской складчатости), по-видимому, сносился в морской бассейн, располагавшийся в пределах современного шельфа. Не исключено, что прогибания могли временно захватывать современную Прибрежную равнину.

На рубеже позднеюрской и раннемеловой эпох на востоке Северной Америки началась крупная трансгрессия. Море продвинулось далеко в глубь Аппалачей, дойдя до Голубых гор. В конце раннего мела произошли кратковременные поднятия.

Платформа Южной Америки в продолжение всей юры оставалась приподнятой над уровнем моря. Нисходящие движения локализовались в Приандийских прогибах юга платформы, но и здесь они прерывались длительными эпохами поднятий.

В позднеюрское время на востоке платформы в синеклизах Мараньяно и Парана началось накопление золотых отложений — песчаников Ботукату-Каюа. Верхняя часть этой континентальной серии содержит пласты траппов и, по-видимому, должна быть отнесена к мелу.

В конце малым нисходящие движения захватили север платформы. В грабенах Баия и Сержипи-Алагоас в титоне стали накапливаться эстуариевые отложения: песчаники, битуминозные, сланцы, конгломераты и известняки с пресноводной и солонова-

товодной фауной. Погружения продолжались и в раннемеловую эпоху. В современной прибрежной зоне северо-восточной Бразилии, от устья Амазонки до г. Салвадор, нижний мел представлен лагунными и прибрежно-морскими преимущественно терригенными осадками. Мощность их колеблется от сотен метров до 2000—3000 м.

В начале мела возобновилось опускание синеклизы Мараньяно и Амазонской впадины. В первой формировались преимущественно озерные отложения: битуминозные сланцы и известняки. Во второй разрез нижнемелового отдела образован аллювиальными красноцветными конгломератами и песчаниками. Лагунные и континентальные осадки раннего мела установлены также в Уругвае.

В середине раннемеловой эпохи в пределах Бразильского щита начались интенсивные глыбовые движения, сопровождавшиеся мощным трапповым магматизмом, охватившим колоссальную территорию в пределах впадин Параны, Мараньяно и Амазонской синеклизы (рис. 19). Излияния трещинного типа сформировали толщу базальтов мощностью от 600 до 1900—2000 м. Излияния базальтов сопровождалась внедрением многочисленных комагматичных даек, штоков и силлов диабазов и габро. Этот магматизм, еще недавно сопоставлявшийся с магматизмом стормбергского времени Южной Африки, оказался значительно более молодым. Изучение абсолютного возраста базальтов и диабазов из различных районов Бразилии калий-аргоновым методом, проведенное в последнее время Амаралем, Мак Дугаллом и другими исследователями, дали величину абсолютного возраста около 120 млн. лет (Amaral et al., 1966; McDougall, Rüegg, 1966). Аналогичная величина абсолютного возраста была получена для щелочных интрузивных пород, ассоциирующихся с траппами (Amaral et al., 1967). Значения абсолютного возраста указывают на то, что трапповая формация Южной Америки формировалась в середине раннемеловой эпохи.

Сопоставление. Для юрского периода сближение Северной Америки и Африки, в соответствии со схемой Булларда, Эверетта и Смита, не может быть интерпретировано однозначно. Это обусловлено отсутствием прямых данных о развитии юрских отложений в пределах атлантического шельфа Северной Америки к югу от 40° с. ш. С одной стороны, бурение в Центральной Флориде показало, что нижнемеловые породы подстилаются палеозойскими образованиями, а драгировка континентального склона плато Блейк обнаружила в его основании только отложения неомома (P. L. Applin, E. R. Applin, 1944; Heezen, Sheridan, 1966). С другой стороны, скважины, пробуренные нефтяными компаниями на нескольких островах Багамской группы, вскрыли известняки, морские черные глинистые сланцы и эвапориты, отнесенные (на основаниях, не известных автору) к портуландскому ярусу — неомому. Эвапориты Багамских остро-

вов были параллелизованы А. Мейерхоффом и К. Хеттенем с юрской соленосной формацией Кубы. Сейсмопрофилирование на плато Блейк также показало, что нельзя исключить присутствие юрских отложений во внешней части шельфа (Sheridan et al., 1966; Sheridan, 1969; Meyerhoff, Hatten, 1974).

Таким образом, соединение Северной Америки с Африкой для юрского периода может быть интерпретировано двояко. Если считать, что в течение юры восточная окраина Северной Америки была приподнята и накопления осадков здесь не происходило, то обнаруживается очень плохая сходимость геологической обстановки в противоположащих областях обоих континентов.

В рамках мобилистской реконструкции, представленной на рис. 19, область развития морских флишоидных и карбонатных отложений Атласа, Эр-Рифа и Предрифской зоны «упирается» в зону размыва, существовавшую в юрском периоде на месте современного Ньюфаундленда. Относительное положение сдвинутых материков исключает возможность проникновения юрской трансгрессии в северо-западную Африку со стороны нынешнего Атлантического океана, а, между тем, следы такой трансгрессии в Африке установлены. В более южных районах морская и континентальная юра Рио-де-Оро и Сенегальской впадины должны обрываться на континентальном уступе, не переходя на шельф Северной Америки, что выглядит достаточно странно, если считать эти шельфы тесно сдвинутыми.

Мобилистская реконструкция будет выглядеть более правдоподобной, если допустить развитие юрских отложений на атлантическом шельфе Северной Америки. В этом случае юрская трансгрессия в северо-западную Африку со стороны современного Атлантического океана может быть объяснена (правда, с известной натяжкой) расширением моря, существовавшего на шельфе Северной Америки, а морской юре Рио-де-Оро будут найдены аналоги на противоположном материке. Несколько сложнее сочленение верхнеюрских эвапоритов Багамских островов и разновозрастных им морских отложений Сенегальской впадины. В данном случае придется допустить резкое изменение фациальной обстановки, приуроченное к современным окраинам сдвинутых континентов.

Впрочем, следует подчеркнуть, что перечисленные детали определяют только степень правдоподобности мобилистской реконструкции, не опровергая и не подтверждая ее. Они показывают, что так могло быть, но не доказывают, что так было. Относительно хорошая сходимость палеогеографической обстановки юрского времени в краевых зонах обоих континентов (и даже более полная, чем наблюдаемая сейчас) могла возникнуть как в результате отплавания Северной Америки от Африки, так и вследствие обрушения крупных участков земной коры, сопровождавшего заложение Атлантического океана. Следовательно, установленные соотношения в равной степени не могут быть ис-

пользованы ни для доказательства дрейфа континентов, ни для обоснования фиксистских представлений. Это тем более справедливо, что, как показывает приведенный ранее обзор, в юрском периоде однотипные по своей фациальной принадлежности и составу отложения накопчивались не только на западном и восточном берегах Атлантического океана, но и на восточном побережье Африки.

Сопоставление разрезов юрских отложений Берега Слоновой Кости, Габона и северо-восточной Бразилии приводит к аналогичному выводу (поздняя юра, развитая в этих областях, близка по фациальной принадлежности отложений, участвующих в ее сложении), а выходы юры в Габоне пространственно согласованы с южноамериканскими. Однако ни то, ни другое не доказывает однозначно, что Африка и Южная Америка были в юре сближены.

Более однозначное заключение можно сделать, основываясь на присутствии морской юры в бассейне р. Конго. Если допустить, что море трансгрессировало в него со стороны современного Атлантического океана, то, как уже отмечалось, приходится предположить либо существование узких протяженных заливов, вклинивавшихся в континент на многие тысячи километров, либо возникновение столь же узкого и еще более протяженного пролива. Сами по себе такие предположения допустимы, тем более, что в рамках мобилистской реконструкции возникновение подобных ингрессий можно связать с начальной фазой раздвижения Африки и Южной Америки. Однако повсеместное отсутствие отложений этого пролива (или залива), указывающее на то, что как их размещение, так и локализация нисходящих движений, обусловивших ингрессию, почему-то контролировались современными береговыми линиями обоих материков, делает мобилистскую реконструкцию по меньшей мере чрезвычайно неправдоподобной.

До недавнего времени представление о сближенности Африки и Южной Америки в юрском периоде в значительной мере базировалось на одновременном проявлении в их пределах однотипного и очень мощного магматизма. Сейчас этот аргумент должен быть изъят из арсенала гипотезы дрейфа.

Многочисленные определения абсолютного возраста вулканических и интрузивных пород плато-базальтовых комплексов Южной Америки, Африки, Австралии и Антарктиды показали, что в пределах этих континентов мезозойский магматизм развивался независимо. Проявления этого магматизма приурочены на каждом отдельно взятом материке к сравнительно узким интервалам времени, положение которых в шкале абсолютной геохронологии обычно очень резко изменяется от одного континента к другому.

Как уже указывалось, трапповый магматизм Южной Африки приходится на промежуток времени между 190 и 154 млн. лет.

Диабазы Антарктиды показали абсолютный возраст от 163 до 147 млн. лет (McDougall, 1963). По его же данным, близкий возраст имеют диабазы Тасмании (167 млн. лет). Наконец, в Южной Америке породы плато-базальтового комплекса формировались в интервале 130—120 млн. лет, причем основная масса изученных образцов дала очень стабильное значение абсолютного возраста — 120 млн. лет.

Таким образом, начальные стадии плато-базальтового магматизма Африки и Южной Америки отделены друг от друга 70 млн. лет, а конечные фазы магматизма Стормберг отделены от ранних проявлений плато-базальтового магматизма Южной Америки промежуток времени, равным 25 млн. лет. Последняя величина очень близка к тому интервалу, который разделяет трапповый магматизм Сибирской и Африканской платформ — двух удаленных одна от другой областей, сближенность которых в прошлом не предусматривается ни одной из многочисленных мобилистских реконструкций.

Все сказанное свидетельствует о том, что мезозойский плато-базальтовый магматизм, по-видимому, обусловленный какой-то общепланетарной причиной, развивался в отдельных областях достаточно автономно. Его проявления никак не указывают на прежнюю сближенность ареалов, в пределах которых он известен.

Этот вывод не может быть опровергнут ссылкой на присутствие позднемезозойских (вероятно, позднемеловых) магматитов в двух узких протяженных трещинных зонах северо-восточного простирания, расположенных в Анголе и Намибии. Породы, развитые в зонах Мосамедиш-Лукапа Анголы и мыса Кросс-Цумб Намибии, представлены послетрапповыми глубоко дифференцированными формациями, включающими габбро, лимбургиты, трахиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты и кимберлиты. По своему составу эти образования резко отличаются от более древних (позднеюрских — раннемеловых) недифференцированных или очень слабо дифференцированных платобазальтов Южной Америки, что исключает возможность их сопоставления.

Кроме того, позднемезозойские трещинные зоны Анголы и Намибии обнаруживают своим расположением связь со структурой ложа Атлантического океана — Китовым хребтом, тогда как никаких указаний на их продолжение в Южную Америку нет.

Подгонка раннемеловых континентов Африки и Нового Света показывает очень хорошую сходимость геологической обстановки в краевых зонах этих материков. Как по западной периферии Африки, так и по восточным окраинам Северной и Южной Америки в раннемеловую эпоху происходили опускания, сопровождавшиеся накоплением континентальных и морских отложений. Известные расхождения фациальной принадлежности одновозрастных отложений, развитых на противолежащих участках континентов, в данном случае можно не принимать во

внимание, поскольку гипотеза дрейфа предусматривает раздвижение континентов не позже раннемеловой эпохи. Отсюда расхождение фациального состава нижнемеловых отложений краевых зон современных материков может быть объяснено их начавшимся расплыванием.

Однако достаточно полное соответствие состава и пространственного размещения раннемеловых отложений по обе стороны современной Атлантики свидетельствует лишь о том, что в это время Атлантический океан уже существовал, но не дает никаких указаний на то, каким путем он возник. Наблюдаемые соотношения с равной долей вероятности можно объяснить, предполагая расплывание расколовшегося суперконтинента, или, допуская, что океан возник в результате обрушений крупных участков континентальной земной коры.

Таким образом, проследив историю гипотетического праматерика Гондваны на протяжении 1800 млн. лет, только в раннемеловую эпоху обнаруживаешь, наконец, некоторую общность в развитии его составных частей — современных континентов. Характерно, что эта общность возникает как раз в то время, к которому сторонники фиксистой концепции относят начало образования Атлантического океана (Шейнманн, 1964; Белоусов, 1968).

В заключение стоит отметить, что общность геологической обстановки раннемеловой эпохи на противолежащих окраинах рассматриваемых континентов с позиций гипотезы дрейфа выглядит несколько парадоксально. Она возникает только тогда, когда суперконтинент Гондваны раскололся, и отдельные его части стали отходить друг от друга. Для очень длительного времени существования единой Гондваны такой общности установить не удается.

НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СООБРАЖЕНИЯ

1. В главах 2, 4 и 7 была рассмотрена геологическая история Африки и континентов Нового Света, начиная с раннего рифея и кончая первой половиной мелового периода, т. е. за время, абсолютная продолжительность которого составляет без малого 2 млрд. лет. Этот анализ показал, что структуры, развивавшиеся в пределах Африки, Северной и Южной Америки, в подавляющем большинстве случаев были присущи только тем материкам, в пределах которых они закладывались. Их история отличалась ясно выраженной автономностью, проявлявшейся в различной последовательности тектонических событий (складчатости, магматизма, метаморфизма, реювенации, колебательных движений). Эти отличия предопределяли также своеобразные ряды осадочных формаций, наблюдаемых в разновозрастных и однорежимных тектонических зонах, размещавшихся в пределах отдельных континентов.

Приведенные реконструкции показывают, что как правило складчатые зоны одного материка срезаются его современной границей и найти их продолжение на противоположащем континенте не удастся. Такие ясные соотношения были установлены для ряда докембрийских геосинклиналей Африки, в буквальном смысле «пирающихся» в Южную Америку. В этих случаях можно уверенно говорить о несогласованности структурных планов и различной истории развития противоположащих областей сближенных континентов, поскольку протяженные широкие геосинклинальные зоны, без каких-либо признаков вырождения по простиранию, не могли обрываться столь неожиданно, и почему-то каждый раз у современной границы того материка, в пределах которого они располагались.

В других случаях, когда геосинклинали различных материков, будучи сдвинутыми, соприкасаются друг с другом по касательной, создается менее ясная ситуация. Их пространственное соотношение не исключает возможности взаимоперехода как, например, при совмещении Аппалачей и Антиатласа — Атласа. Однако чисто зрительное ощущение общности таких зон не подтверждается при более детальном рассмотрении. Так, например, в случае с Аппалачами и Антиатласом — Атласом устанавливаются не только резкие различия их развития. Геосинклиналь Аппалачей, зажатая на мобилетской реконструкции между Се-

вероамериканской и Африканской платформами, проявляет себя по отношению к ним совершенно различно. Когда события, разворачивавшиеся в течение палеозоя в Аппалачах, оказали определяющее воздействие на краевые зоны Североамериканской платформы, на Африканской они не получили ни малейшего отражения. Более того, в областях Африканской платформы, якобы непосредственно соседствовавших с геосинклиналью Аппалачей, для ряда эпох устанавливаются факты, прямо противоречащие возможности такого соседства. В связи с этим можно напомнить, что, например, на северо-западе Африканской платформы формирование тонкообломочных карбонатно-глинистых отложений совпадает по времени с наиболее интенсивными поднятиями внутренней зоны Аппалачей. Подобные соотношения позволяют уверенно говорить о невозможности мобилетской реконструкции.

Таким образом, материалы касающиеся складчатых поясов, могут быть интерпретированы достаточно однозначно.

Обращаясь к платформенным структурам, следует напомнить, что и большинство их также не имеет продолжений на соседних материках. Это касается не только прогибов, время развития которых было сравнительно невелико, но и тех синеклиз, которые испытывали устойчивое прогибание в течение сотен миллионов лет (Амазонская, Маранья). И те, и другие раз за разом оказываются срезанными современными краевыми зонами континентов.

Конечно, постоянная приуроченность обрыва платформенных структур к этой границе вряд ли может считаться случайной. Скорее всего она свидетельствует о наложении существующих ныне краевых зон материков на платформенные структуры, однако приходится сталкиваться и с иным истолкованием этих фактов.

По мнению сторонников гипотезы дрейфа, платформенные структуры не обрезаются границами континентов, а нормально замыкаются в пределах их шельфов и континентальных склонов (до изобаты 2000 м).

Указание на резкий характер этих замыканий, более похожих на срезание, ничего не доказывает. В конце-концов синеклизы не знали, какие требования будут предъявляться к их конфигурации.

Поэтому, если учесть, что ширина зоны, расположенной между береговой линией и изобатой 2000 м, колеблется в Атлантике от 50—60 до 350—450 км (к югу от р. Ла-Платы она доходит даже до 700 км), а средняя ширина ее составляет 120—200 км, предположение о замыкании становится, на первый взгляд, довольно правдоподобным. Возможность замыкания платформенных структур в области шельфа — континентального склона как будто еще больше увеличивается при мобилетской реконструкции, когда ширина этой зоны удваивается и становится равной

240—300, а иногда и 400 км. Можно согласиться с тем, что на таких расстояниях не исключено замыкание любой платформенной структуры.

Однако это привлекательное своей простотой предположение, будучи принятым, приводит к несколько неожиданным выводам. Их следует рассмотреть, поскольку от этого зависит квалификация природы соотношений между границами континентов и платформенными структурами.

Поскольку на мобилистских реконструкциях платформенные отложения любого отдельно взятого континента не переходят на смежные материк, то возможны два варианта их замыкания: платформенные структуры либо должны были замыкаться на шельфе соседнего материка, но обязательно не доходя современной береговой линии, либо на шельфе того континента, в пределах которого платформенная структура развивалась.

Так как замыкание платформенных структур (если оно имеет место) в пределах краевых материковых зон составляет правило, почти не имеющее исключения, первое предположение влечет за собой признание особой роли современных береговых линий, сотни миллионов лет служивших барьерами, останавливавшими расширение платформенных структур. Между тем, можно показать, что положение береговых линий (как современных, так и любых древних) в подавляющем большинстве случаев было достаточно случайным, поскольку оно определялось не только тектоническими факторами (или определялось ими опосредствованно), но также и климатической обстановкой. Так, значительные, на сотни километров перемещения береговых линий в сторону океана (моря) могли быть обусловлены крупными опусканиями океанического ложа или увеличением объема материкового льда. В свою очередь поднятие океанического ложа или таяние материкового льда сопровождалось столь же значительными смещениями берегов в глубь континентов.

Учитывая сказанное, а также и то, что мобилистская реконструкция исключает существование в прошлом современных континентов, а следовательно, и их береговых линий, постоянное замыкание древних платформенных структур при подходе к берегам, которых еще не было, можно объяснить только тем, что эти структуры предчувствовали их возникновение в далеком будущем. Вещи подобного рода трудно объяснить, так как следует признать, что у платформенных структур, проникавших в пределы смежных материков, не было никаких причин останавливаться перед еще не существовавшими береговыми линиями. Перейдя на соседний материк, они должны были также свободно пройти и через ту зону, в которой ныне лежит берег. Геологических запретов таких переходов не существует.

Следовательно, повсеместное отсутствие взаимопереходов платформенных структур может быть истолковано совершенно однозначно. Оно свидетельствует о том, что эти структуры и в

прошлом не проникали с одного континента на другие (в их нынешних границах). Предположение о замыкании платформенных структур перед современными береговыми линиями материков должно быть отвергнуто, как совершенно фантастическое.

В результате в нашем распоряжении остается только второй вариант: платформенные структуры должны были замыкаться перед современными границами континентов, определяемыми положением континентального склона. Это предположение приводит к заключению об изначальности, заданности очертаний нынешних краевых зон материков. А это, в свою очередь, влечет за собой парадоксальный вывод о том, что Афро-Американский суперконтинент в течение 1800 млн. лет одновременно и существовал и не существовал как единое целое. Существовал, поскольку нынешние континенты, входившие в его состав, были тесно сдвинуты. Не существовал, так как был с самого начала разделен на отдельные блоки, очертания которых в точности соответствовали наблюдаемой ныне конфигурации континентов (по изобате 2000 м), причем эти блоки в течение многих сотен миллионов лет развивались автономно.

Ссылка на обусловленность современных границ материков глубинными разломами очень древнего заложения не спасает положение, так как тогда придется признать, что разломы, разделявшие будущие континенты, оставались активными на протяжении всего времени существования суперконтинента. Но это предположение вступает в противоречие с известными фактами. Никаких следов прошлой активности современных краевых зон континентов не устанавливается. Они никак не проявлены ни в размещении мощностей доловых отложений, ни в распределении интрузивных и эффузивных образований. В частности, например, мезозойский вулканизм Африки и Южной Америки, получивший мощнейшее развитие во внутренних областях этих материков, явно деградировал, подходя к их современным границам, хотя, казалось бы, следовало ожидать прямо обратной закономерности.

Таким образом, второе предположение также оказывается нереальным. В целом приходится признать, что замыкание древних платформенных структур в пределах краевых зон континентов, ныне опущенных ниже уровня моря, представляется невозможным. Отсюда следует, что наблюдаемые ныне соотношения древних геосинклинальных и платформенных структур и современных краевых зон континентов возникли недавно (не раньше триасового или юрского периодов) вследствие наложения краевых зон на материковую структуру.

2. В настоящей работе не рассматриваются палеобиогеографические и почти не затронуты палеоклиматические реконструкции, широко используемые сторонниками гипотезы дрейфа для ее обоснования, однако некоторые замечания, связанные с этой группой доказательств, все же следует сделать.

Защитники гипотезы дрейфа как правило подчеркивают, что палеобиогеографические реконструкции, не базирующиеся на представлениях, предусматривающих перемещение континентов, дают несообразную, нелепую картину размещения ископаемых фаун и флор, а следовательно, и искаженную картину древней климатической зональности. Не входя в специальное рассмотрение вопросов палеобиогеографической зональности, следует подчеркнуть, что подобные утверждения основываются на полном игнорировании фактов, противоречащих мобилистским идеям. Мобилистская реконструкция ни в коем случае не является единственно допустимой.

Многочисленные исследования ископаемых фаун и флор, распределения эвапоритов и ледниковых отложений, проведенные в 60-е — 70-е годы показали, что закономерности их глобального размещения могут быть объяснены на основании современного положения материков, причем часто гораздо лучше, чем с мобилистских позиций (Шейнманн, 1963а, б, 1973; А. А. Meyerhoff, Н. А. Meyerhoff, 1972, 1974; Meyerhoff, Teichert, 1970).

Хорошей иллюстрацией сказанному может служить сопоставление распределения пермских брахипод (по материалам Стелли) с пермскими палеошпорами, полученными по палеомагнитным данным, выполненное Ю. М. Шейнманном. Нанесение пермских форм на пермские же широты дало хаотичную картину: теплолюбивые формы оказались разбросанными от экватора до 70° широты, а холоднолюбивые сконцентрированы между 20° и 45°. В отличие от этого, совмещение пермских двустворок с современной градусной сеткой продемонстрировало закономерное распределение холодно- и теплолюбивых форм по широте и значительное обогащение видового и родового состава фауны в приэкваториальных широтах (Шейнманн, 1973).

А. и Х. Мейерхоффы, основываясь на данных ряда исследований, в том числе полученных в 70-е годы, показали, что широко прокламируемое сторонниками гипотезы дрейфа близкое сходство родового и видового состава триасовых позвоночных Южных материков и Индостана, не соответствует наблюдаемым соотношениям. Последние таковы, что не только не свидетельствуют о какой-либо сближенности континентов, но и прямо противоречат ей. Сходные выводы были сделаны теми же учеными по размещению зоогеографических провинций вейсских фораминифер и моносифидов фауны триаса (А. А. Meyerhoff, Н. А. Meyerhoff, 1972, 1974).

Расположение каменноугольно-пермских и мезозойских флористических провинций мира в последние годы неоднократно рассматривалось К. Смайли (Smiley, 1968, 1974). Он установил, что распределение ископаемых флор позднего палеозоя и мезозоя хорошо согласуется с представлением о неподвижных материках и вступает в противоречие с мобилистскими реконструкциями. Ископаемые пермские и послепермские флоры оказы-

ваются приуроченными к широтным зонам, лежащим симметрично по отношению к нынешнему экватору. Будучи совмещенными с реконструкциями Пангеи, предложенными Холи (Hurlley, 1968, 1970), Диецем и Холденом (Dietz, Holden, 1970), палеофлористические провинции оказываются незаконмерно разорванными. Так, для перми становится необъяснимым присутствие в Новой Гвинее смешанной гондвано-катазиатской флоры.

Юрская флора Индостана, якобы оторванного в это время от Евразии, обнаруживает несомненную близость к лавразийской (60% общих родов) и значительно меньшее сходство с гондванской (36% общих родов). Смайли особо подчеркнул почти полную тождественность юрской флоры Индостана и Малайского полуострова. Эти факты противоречат реконструкции Диеца и Холдена, согласно которой Индостан, сравнительно недавно отколовшийся от Гондваны, лежал в юрское время еще гораздо ближе к последней, нежели к Евразии.

Юрская флора Северной Америки по родовому составу в равной мере близка одновозрастным флорам Китая, Сибири, Европы и Гондваны. Раннемеловая флора восточных районов США, представленная 76 родами, включает 31 род, общий с Европой, 27 — с Сибирью и 24 эндемичные формы, не известные в других областях. Смайли считает, что эти факты, а также присутствие значительного числа эндемиков в составе одновозрастной европейской флоры, свидетельствуют против тесной сближенности Европы и Северной Америки, предусматриваемой мобилистской реконструкцией, и указывают на связь Азиатской и Североамериканской флор, по-видимому, осуществляющуюся через область современного Берингова моря. В целом этот исследователь приходит к выводу, что закономерности размещения позднелавразийской и мезозойской ископаемых флор могут быть объяснены только при признании неподвижности материков и их положений, близком к современному, по крайней мере с позднелавразийского времени.

Изучение закономерностей глобального размещения позднелавразийских и фанерозойских эвапоритов, проведенное А. Мейерхоффом, показало, что около 95% всех древних соленосных отложений сосредоточены в зонах современных суховея. Таким образом, климатическая зональность, устанавливаемая по эвапоритам, оказывается очень устойчивой и близкой современной по протяжению последнего миллиарда лет (Meyerhoff, 1970; А. А. Meyerhoff, Н. А. Meyerhoff, 1972).

Глобальное распределение центров каменноугольного и пермского оледенений, проанализированное теми же авторами, привело их к заключению, что позднелавразийское оледенение было горным. Некоторые дополнительные данные и соображения, касающиеся древних оледенений, изложены в главе 6 настоящей работы. Они также свидетельствуют о том, что эти оледенения не могли быть материковыми.

Все приведенные примеры, число которых можно было бы легко увеличить, демонстрируют степень обоснованности утверждения, согласно которому только мобилистские реконструкции способны упорядочить хаотическую картину размещения палеобιοгеографических и палеоклиматических зон, получающуюся при признании стабильности континентов. Заявления такого рода по меньшей мере преждевременны.

Нынешнее состояние проблемы таково, что в лучшем для гипотезы дрейфа случае можно говорить лишь о том, что палеобιοгеографические и палеоклиматические данные не однозначны и не подтверждают правильности ни мобилистской, ни фиксистой концепций. Следует сказать, что аналогичное мнение было высказано недавно Буко, отметившим нейтральность биогеографических данных (Boucot, 1974).

3. Весь материал, изложенный в этой работе, показывает, что геологические данные о гипотезе дрейфа континентов могут быть разделены на две основные группы. В первую входят факты, которые, безусловно, опровергают вероятность мобилистских представлений. Вторая включает факты, не поддающиеся пока однозначной интерпретации, нейтральные по отношению к гипотезе дрейфа. Они не опровергают, но и не доказывают ее.

В круг геологических данных не входит большой и очень важный для мобилизма пласт фактического материала, предоставляемого в наше распоряжение палеомагнетизмом. В свое время его появление дало толчок к возрождению казалось бы забытых мобилистских идей.

Поскольку было обнаружено, что векторы остаточной намагниченности дают различные положения полюсов и разные траектории их перемещения для каждого отдельного периода геологической истории и для каждой конкретной области, то было предположено, что эти обстоятельства могут быть объяснены только былыми перемещениями континентов. П. Н. Кропоткин писал в связи с этим «...что в случае фиксированного, не изменяющегося во времени взаимного расположения материковых глыб, путь движения полюса, построенный по измерениям остаточной намагниченности пород одного из материков, должен совпадать с траекторией движения полюса, построенной по палеомагнетизму пород любого другого материка. Все материковые платформы должны были бы дать одинаковую кривую движения полюса... Подобного фактически не наблюдается» (1973, стр. 41). Истинность этого суждения на первый взгляд не вызывает сомнений, особенно если вспомнить, что значительно усовершенствованные за последние годы методы чистки образцов дают неискаженные векторы намагниченности и их плотные рои для каждой конкретной эпохи и конкретного материка.

Поскольку палеомагнитные данные, по крайней мере те, которые получены по породам платформенных чехлов, вполне представительны, как будто создалось такое положение, при котором

приходится делать выбор между ними и не менее представительными геологическими фактами, свидетельствующими о постоянстве положения континентов.

Именно по этому пути пошли защитники гипотезы дрейфа континентов, безоговорочно принявшие вывод о перемещении материков, полученный по палеомагнитным данным, и игнорирующие бесспорные геологические факты, не согласующиеся с мобилистскими реконструкциями. Однако этот путь не только бесплоден, но и некорректен, так как нельзя выбирать между фактами и фактами, принося одни, якобы второстепенные, в жертву другим, провозглашаемым основополагающими. К этому следует добавить, что, даже если представить на мгновение, что такой выбор все же допустим, в том конкретном случае, который здесь рассматривается, его неизбежность представляется очень сомнительной, поскольку в действительности мобилизм производит выбор не между геологическими фактами и фактами палеомагнитными, а только между первыми и интерпретацией вторых, допускающей расхождение континентов. Возникает вопрос, можно ли считать такую интерпретацию единственно возможной или ей может быть найдена альтернатива.

Если попробовать отделить факты от их истолкования, то окажется, что единственные достоверные сведения, которыми располагает палеомагнетизм, сводятся к определению векторов остаточной намагниченности в породах, слагающих платформенные чехлы, и к построенным по этим векторам кривым миграции древних магнитных полюсов. Определение природы наблюдающихся блужданий палеополюсов относится уже к области интерпретации имеющегося фактического материала.

И тут, как представляется, общепринятое решение не является единственно допустимым.

В связи со сказанным необходимо обратиться к очень важным наблюдениям Ю. М. Шейнманна (1973, 1975), сделанным на основании анализа тщательно отобранных палеомагнитных данных, полученных на Русской, Североамериканской и Сибирской платформах и в меньшей степени касающихся Южной Америки, Африки и Индостана. В интересующей нас части они сводятся к следующему:

- а) шесть рассматриваемых платформ с палеомагнитной точки зрения образуют две независимые группы: 1) Русская, Североамериканская, Сибирская, Южноамериканская и 2) Африканская, Индостанская; каждой из групп в фанерозое присущи свои, резко отличные по положению области миграции северных палеомагнитных полюсов, причем группировка платформ не совпадает с традиционным делением их на лавразийские и гондванские.
- б) при отмирании геосинклинали, разделяющей две платформы, последние после этого становятся палеомагнитно едиными.
- в) обнаруживается переменная скорость миграции палеомагнитных полюсов; полюсы, длительное время блуждающие в пре-

делах некоторой, хотя и большой, но все же ограниченной области, затем за относительно короткий срок резко смещаются в другой регион, в котором после этого начинается новый длительный цикл относительно спокойного блуждания.

г) отмечается связь между временем убыстренного перемещения полюсов и эпохами максимальной тектонической активности при некотором запаздывании скачкообразных движений полюсов относительно главных событий соответствующего тектонического цикла.

д) наблюдается связь периодов ускоренных инверсий магнитного поля с эпохами ускоренного перемещения магнитных полюсов.

Подводя итог этим наблюдениям, Ю. М. Шейнманн подчеркнул отчетливую связь между проявлениями наиболее значительных геологических процессов и эпохами крупных перестроек магнитного поля. «Эта связь указывает, — писал он, — что обе группы явлений родственны, и что движение палеомагнитных полюсов и инверсии поля прямо вызваны процессами, заложеными по меньшей мере столь же глубоко, как и корни геосинклинального процесса» (1973, стр. 15).

Полностью присоединяясь к этому заключению, следует добавить, что косвенным подтверждением его может служить также та хаотичная картина, какую показывают векторы остаточной намагниченности складчатых зон. Эту хаотичность не удается объяснить влиянием складчатых деформаций, так как даже после введения поправок на наклон слоев векторы не становятся более упорядоченными. Это указывает на то, что векторы остаточной намагниченности складчатых зон отражают не столько направления планетарных магнитных силовых линий, сколько направления магнитного поля, обусловленного процессами, протекающими внутри геосинклиналией.

Следует также отметить, что запаздывание периодов резких перескоков палеомагнитных полюсов по отношению к главным эпохам складчатости в примыкающих к платформам геосинклиналиях может указывать не на известную инерцию магнитного поля, а на отсутствие связи между этими процессами. Это кажется тем более возможным, что так называемые главные события геосинклиналиального цикла (поднятия, складчатость, гранитоидная интрузия) — явления приповерхностные, связанные с отмиранием геосинклиналиального режима и поэтому не способные оказывать глубокого воздействия на планетарное магнитное поле.

Перескоки скорее всего надо связывать не с завершающими событиями тектонического цикла, который им предшествует, а с первыми, наиболее глубоко заложеными и мощными процессами, знаменующими собой начало нового цикла геосинклиналиального развития. Именно они могут обуславливать резкие смещения палеомагнитных полюсов из одной области относительно спо-

койного блуждания в другую, в которой полюса будут блуждать вплоть до начала очередного тектонического цикла.

С этой точки зрения очень симптоматичны те различия, которые наблюдаются в миграции палеомагнитных полюсов триасового периода, определенных по породам Сибирской и Русской платформ. Для первой из них устанавливается очень плавный переход из герцинской области блуждания в альпийскую, для второй — очень резкий.

Наблюдаемые различия могли быть обусловлены тем, что ориентировка векторов намагниченности в пределах этих платформ определялась в триасе различными факторами. На Сибирской платформе эти векторы испытали постепенную переориентировку, вызванную воздействием мощного триасового плато-базальтового магматизма, оказавшего решающее воздействие на магнитное поле платформы и генетически, возможно, связанного не с событиями герцинского этапа (в то время уже завершавшегося), а с теми глубинными процессами, которые обусловили начало альпийского цикла. Такое предположение не кажется невероятным, если вспомнить, что мощнейший плато-базальтовый магматизм, проявившийся на большинстве древних платформ, совпадает по времени с альпийским циклом.

На Русской платформе таких предвещающих событий не было, что и привело, возможно, к резкому перескоку палеомагнитного полюса, определяемого по породам ее чехла, связанному с перестройкой магнитного поля в начале альпийского тектонического этапа.

Особого внимания заслуживают отмеченные Ю. М. Шейнманном резкие различия положения областей миграции и блуждания палеомагнитных полюсов трех северных платформ и Южной Америки, с одной стороны, и Африки — Индостана — с другой. Такие различия, если только они не кажущиеся, вызванные меньшим числом и меньшей представительностью палеомагнитных наблюдений, имеющихся для Африки и Индостана, можно связать с расположением фанерозойских складчатых зон.

В отличие от первых четырех платформ, примыкавших к каледонским, герцинским и альпийским складчатым поясам, Африка (кроме ее северной периферии) и Индостан с такими поясами в фанерозе, по-видимому, не соседствовали.

В результате магнитное поле в пределах древних платформ, возможно, контролировалось различными процессами. В северном полушарии и в Южной Америке это были в первую очередь геосинклинальные процессы, генерировавшие одновременно развитие геосинклиналией, обрамлявших платформы, тогда как в Африке и Индостане магнитное поле, не искажавшееся возмущающим воздействием со стороны геосинклиналией, возможно, было ближе к общепланетарному.

Все эти наблюдения заставляют поставить по меньшей мере два вопроса и высказать два предположения.

Во-первых, было ли магнитное поле доальпийской Земли дипольным, т. е. следует ли считать дипольное строение магнитного поля Земли единственно возможным и постоянно присущим нашей планете, или можно допустить, что современное дипольное поле отражает лишь какой-то пусть и длительный, но конечный этап развития магнитного поля, характеризующийся случайным совмещением полей, генерируемых магнитогидродинамическими движениями в ядре Земли и глубинными процессами, протекающими в тектоносфере.

Во-вторых, если магнитное поле Земли всегда было дипольным и не может быть иным, то не способны ли глубинные процессы, обуславливающие и сопутствующие начальным стадиям глобальных тектонических циклов, вызвать его глубокие и устойчивые нарушения в зонах планетарного масштаба, являвшихся ареной наиболее интенсивного развития процессов того или иного тектонического цикла? Эти возмущения магнитного поля должны быть настолько значительными, что одновременно с деформацией векторов магнитного поля в этих зонах они обуславливают резкое отклонение оси магнитного поля от оси вращения.

Такое предположение кажется допустимым по двум причинам. Первая из них связана с тем, что, по современным представлениям, дифференциация вещества планеты, лежащая в основе процессов, развивающихся в тектоносфере, зарождается на глубинах, сопоставимых с глубинами, на которых возбуждается МГД-эффект. Вторая сводится к тому, что это предположение позволяет объяснить особенности поведения магнитного поля, отмеченные Ю. М. Шейнманном, а также некоторые черты его развития, дополнительно отмеченные в этой работе.

С точки зрения изложенного получает удовлетворительное истолкование группировка древних платформ, не совпадающая с устоявшимся делением их на лавразийскую и гондванскую группы. Различное положение зон миграции и блуждания палеополусов, определенных по двум группам платформ, может быть связано с тем, что в Африке и Индостане сохранились векторы намагниченности, отражающие магнитное поле, обусловленное МГД-эффектом, тогда как на платформах, соседствовавших с фанерозойскими геосинклиналями, — векторы поля, искаженного тектоническими процессами очень глубокого заложения. Это предположение хорошо объясняет и палеомагнитное единство Русской и Сибирской платформ после замыкания разделявших их каледонских и герцинских геосинклиналей.

С указанных позиций может быть понято и совпадение эпох резких перескоков палеополусов с периодами наиболее частых обращений магнитного поля, поскольку и те и другие должны быть связаны с формированием новых возмущенных магнитных полей, свойственных только что зарождающемуся тектоническому циклу. Наконец, эти представления позволяют истолковать

особенности миграции триасовых палеомагнитных полюсов Сибирской и Русской платформ.

Как уже говорилось, предположение о тройном происхождении магнитного поля Земли (МГД-эффект — планетарные возмущения, вызванные наиболее мощными тектоническими процессами — географические вариации) при всей его гадательности имеет то преимущество перед истолкованием палеомагнитных данных, принятым гипотезой дрейфа, что оно способно объяснить особенности поведения магнитного поля, установленные Ю. М. Шейнманном. Его наблюдения были основаны на наиболее «очиченных» палеомагнитных данных и их невозможно сбросить со счета. Во всяком случае после их появления не приходится настаивать на том, что интерпретация палеомагнитных данных, предусматривающая возможность передвижения континентов, является единственно возможной. Более того, то обстоятельство, что такая интерпретация не позволяет понять и объяснить подмеченные закономерности, делает ее очень и очень сомнительной. А это подрывает ту основу, на которой покоятся мобилистские представления.

В любом случае несомненно, что резкое несоответствие реконструкций, предусматривающих перемещение континентов, геологическим фактам, диктует настоятельную необходимость пересмотра принятой в настоящее время интерпретации палеомагнитных данных.

4. В последнее время в публикациях, посвященных защите мобилистских представлений, все чаще появляются очень усложненные схемы, предусматривающие чрезвычайно замысловатые траектории движения современных континентов или частей континентов. Степень доказательности этих усложненных моделей намного ниже, чем у классических мобилистских реконструкций, основанных на представлениях о существовании в древности Пангеи, последующем ее раздроблении на части, соответствующие современным материкам, и расплывании этих частей до их нынешних позиций.

Если вспомнить, что даже общепринятые мобилистские реконструкции плохо согласуются с геологическими данными или прямо им противоречат и их обоснованность оставляет желать лучшего, то можно понять насколько незначительны те факты (чаще не в чистом их виде, а отпрепарированном с определенным заранее заданным идейным позицией), которые кладутся в основу таких усложненных моделей. Так, например, если классическая мобилистская реконструкция исходит из предположения о первоначальной сближенности Африки с Северной и Южной Америкой, сохранявшейся примерно до середины мезозоя, то новые построения описывают очень сложные относительные движения этих материков. При этом допускается неоднократное расхождение Северной Атлантики или Атлантики в целом, сложные пространственные эволюции Северной Америки относительные

Южной Америки, в результате которых на отдельных этапах оказываются сближенными современные восточное побережье Северной Америки и западное Южной и т. д. Эти любопытные реконструкции невольно напоминают те фантастические подгонки, которые были приведены в главе 3 этой работы. Однако в отличие от последних, эти усложненные модели претендуют на достоверность и подвергаются серьезному обсуждению.

Причина возникновения таких замысловатых комбинаций достаточно ясна. Они вызваны к жизни стремлением защитников гипотезы дрейфа как-то ослабить давление нового фактического материала, который во все возрастающей степени вступает в непримиримое противоречие с устоявшимися мобилистскими реконструкциями. При этом имеется в виду заранее заданное условие во что бы то ни стало сохранить саму идею плавающих континентов.

В отличие от традиционных мобилистских моделей, доступных проверке, поскольку в основу их положен достаточно большой, хотя и очень тенденциозно истолкованный и не всегда представительный материал, новейшие реконструкции такой проверке практически не поддаются, поскольку они базируются на каких-то отдельных признаках, взятых изолированно и не соотносённых с явлениями, находящимися в прямой и тесной связи с ними.

Возникает вопрос, подлежат ли вообще такие подгонки проверке и обсуждению?

На него следует ответить отрицательно, поскольку такие построения, не будучи подкреплены в должной степени фактами, лежат за гранью научного анализа. Недоказуемость этих комбинаций (даже в самом первом приближении) делает их неуязвимыми для любой критики, но это и освобождает критику от необходимости рассматривать их.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литература, посвященная обоснованию и защите мобилистских идей, чрезвычайно обширна. С каждым годом увеличивается число публикаций, преследующих эти цели, особенно с тех пор, как в доказательство плавания материков включились геофизики.

Казалось бы, в этой безбрежной по своему объему литературе должны содержаться многочисленные и конкретные сведения, подтверждающие гипотезу перемещения континентов. Однако, знакомясь с работами мобилистов, быстро обнаруживаешь одну отличительную особенность этого мощного потока — его крайне малую информативность по крайней мере в том, что касается геологической стороны проблемы.

Из статьи в статью, из года в год кочуют одни и те же сведения, зачастую полученные еще десятилетия назад и не подтвержденные или поставленные под сомнение более поздними наблюдениями. Эти обстоятельства, как правило, не смущают защитников гипотезы дрейфа, у которых с годами выработался своего рода индекс цитируемой литературы. Попыток освоить новый фактический материал, непредвзято сопоставить его с гипотезой и понять, чем вызваны имеющиеся расхождения между фактами и идеями, не предпринимается. В лучшем случае (для гипотезы, но не для фактов) новый материал рассматривается изолированно, в отрыве от комплекса данных, характеризующих структурно-историческую обстановку, свойственную сопоставляемым областям.

Все сказанное не означает, что обязательно происходит целенаправленный отбор фактов. Сепарация их производится либо подсознательно из-за чрезвычайной увлеченности идеями мобилизма, или из-за незнания геологин, или исходя из некоторых довольно произвольных представлений о некоей субординации фактов.

Конечно, в науке существует известная соподчиненность фактов, но она определяется их относительной значимостью, а не тем устраняют или не устраняют эти факты какую-либо гипотезу.

Мобилизм избрал иной способ обращения с фактическим материалом, при котором некоторые сведения (например, предоставляемые палеомагнетизмом) объявляются основополагаю-

щими, а другие (особенно геологические) рассматриваются как второ- и третьестепенные. Естественно, что такой подход приводит очень часто к тому, что геологические факты игнорируются. Только этим можно объяснить, например, устойчиво сохраняющиеся реконструкции, на которых разрываются, несомненно, установленные меж- и внутриконтинентальные геологические связи (между Северной Америкой и Азией, Европой и Африкой, Аравийским полуостровом и поясом Тетис и др.). Таким образом, фундаментальный факт структурно-исторического единства этих областей приносится в жертву идее, которую он не устраняет.

Можно согласиться с тем, что гипотеза дрейфа континентов очень привлекательна и своей простотой, и стройностью, и гибкостью.

Да, гипотеза дрейфа очень проста и наглядна. Каждый желающий может взять карту, вырезать Африку и Южную Америку и, сложив, убедиться, что их контуры действительно неплохо сходятся. При этом создается иллюзия сопричастности к проверке гипотезы. Казалось бы, естественный вопрос — обязательно ли эта сходимость свидетельствует о прежней близженности континентов — при этом обычно не возникает, а если и возникает, то не задается. А между тем, поставив его, нетрудно убедиться, что сходимость очертаний ровным счетом ничего не доказывает и ни на какую прежнюю близость материков не указывает. В результате простота оборачивается натяжкой.

Гипотеза дрейфа производит достаточно стройное впечатление, но как писал по этому поводу Ю. М. Шейнманн «...оценивать новую гипотезу, так сказать, с эстетической точки зрения нельзя. Ее видимая стройность может быть сохранена только за счет исключения из рассмотрения поправок и противоречий, возникающих непрерывно и грозящих подорвать ее в самом основании. Необходимо вернуться к тому, на чем она построена, проверить доказательность фактов и наново оценить гипотезу с этой точки зрения» (1974, стр. 23).

Безусловно, гипотеза дрейфа континентов отличается завидной гибкостью. Но это не та гибкость, какую мы вправе ожидать от гипотезы, претендующей ныне на монопольное обладание истиной. Гибкость ее проявляется не в истолковании фактов, а лишь в способности приспособиться к ним. Именно этой приспособляемостью объясняется появление все более усложненных моделей. При этом приспособление гипотезы к какой-то новой группе фактов очень часто приводит к противоречиям с другими фактами, ранее укладывавшимися в рамки гипотезы, а затем с завидной легкостью и без должного обоснования отбрасываемым.

Как было показано в этой работе, геологические обоснования мобилистских реконструкций, в частности, наиболее устойчивейшей из них, предусматривающей сдвигание в прошлое Афри-

ки с Северной и Южной Америкой, по меньшей мере чрезвычайно низка. Многочисленные факты однозначно свидетельствуют об отсутствии взаимопереходов структур этих континентов, о разрыве последовательности складчатых и магматических событий в их пределах, о разновременности позднепалеозойского оледенения и его горном характере и т. д. Все это не только не подтверждает гипотетическую близженность этих материков в прошлом, а прямо указывает на то, что Африка, Северная и Южная Америка никогда не занимали позиций, предусматриваемых для них мобилистскими схемами.

Палеобиогеографические данные, часто рассматриваемые как важная опора гипотезы дрейфа, начинают во все большей степени свидетельствовать против нее, и сейчас в лучшем случае приходится говорить лишь об их нейтральности по отношению к гипотезе дрейфа континентов.

Постепенно становится ясным, что и главная опора мобилистской концепции — палеомагнитные данные — истолкованы в рамках гипотезы дрейфа очень односторонне. Сейчас появляется возможность говорить о том, что не исключена другая интерпретация палеомагнитных данных, не предусматривающая плавления материков.

Внешняя привлекательность гипотезы не может бесконечно служить ей защитой. Нельзя откладывать решение «проклятых вопросов» в надежде на то, что в один прекрасный день дело само собой утрясется и эти вопросы тихо сойдут со сцены. Они не только не сходят, но все большей степени вступают в противоречие с мобилистскими идеями.

- Альфелд Ф. 1959. Боливия.— В сб.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, с. 164—181.
- Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 253 с.
- Белоусов В. В. 1975. Основы геотектоники. М., «Недра», 260 с.
- Беннисон Дж., Райт А. 1972. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 319 с.
- Божко Н. А. 1969. О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 5, с. 21—26.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 347 с.
- Вегенер А. 1925. Возникновение материков и океанов. М.—Л., Госиздат, 145 с.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1970. Геохронологическая шкала докембрия.— В сб.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР, Симферополь, октябрь, 1967 г. М., с. 25—37.
- Геология СССР, 1966. Тувинская АССР. Том XXIX, часть 1. Геологическое описание. М., «Недра», 459 с.
- Геология СССР, 1967. Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области). Том XIV, часть 1. Геологическое описание. М., «Недра», 664 с.
- Диц Р., Холден Дж. 1974. Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии.— В сб.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», с. 315—329.
- Дю Тойт А. 1957. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 488 с.
- Зайцев Н. С. 1960. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогенная м., Изд-во АН СССР, с. 54—66.
- Калл Дж. Л., Эккельман Ф. Д. 1963. Возраст слюд из южных Аппалачей по данным калий-аргонового метода.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 215—230.
- Карта тектоники докембрия континентов, 1972. Ред. Ю. А. Косыгин. ГУГК. Новосибирск — Москва.
- Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000. Объяснительная записка, 1974. Вып. 152. М., «Наука», 73 с.
- Кэзи Л. 1958. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 536 с.
- Кэзи Л. 1963. Обзор геохронологических данных для Центральной и Северной Африки.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 356—397.
- Колотухина С. Е. 1964а. Геологическое строение Африканской платформы.— В сб.: Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», с. 15—92.
- Колотухина С. Е. 1964б. Стратиграфия докембрия Африканской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 2, с. 24—51.
- Корякин Е. Д. 1958. О глубинном строении земной коры в области Атлантического океана.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12, с. 1477—1484.
- Корякин Е. Д. 1963. Гравитационное поле Атлантического океана и его связь с глубинным строением земной коры.— В сб.: Морские гравиметрические исследования. Вып. 2 (1958—1960). Изд-во МГУ, с. 35—50.
- Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ.
- Кропоткин П. Н. 1961. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений Земли.— Сов. геол., № 5, с. 16—38.
- Кропоткин П. Н. 1964. Критика некоторых тектонических теорий фиксизма.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, с. 10—40.
- Кропоткин П. Н. 1968. О возрасте и происхождении океанов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 5, с. 23—39.
- Кропоткин П. Н. 1969. Проблема дрейфа материков (мобилизма).— Изв. АН СССР, физика Земли, № 3, с. 3—18.
- Кропоткин П. Н. 1973. Динамика земной коры.— В сб.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», с. 27—60.
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 192 с.
- Леонов Ю. Г., Мазарович О. А. 1975. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости.— Геотектоника, № 5, с. 46—59.
- Литвиненко И. В. 1963. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита.— ДАН СССР, т. 149, № 6, с. 1409—1411.
- Лонг Л. Е. 1963. Абсолютный возраст пород Северного Нью-Джерси и юго-восточного Нью-Йорка.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 205—214.
- Люстих Е. Н. 1965а. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статья 1.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 1, с. 5—27.
- Люстих Е. Н. 1965б. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Статья 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 2, с. 5—21.
- Маак Р. 1963. К палеогеографии Гондваны. Труды XXI Международного Геологического Конгресса. Вып. 1. М., ИЛ, с. 448—480.
- Николайсен Л. О. 1963. Итоги дискуссии по стратиграфической и тектонической интерпретации некоторых результатов определения абсолютного возраста для Южной Африки.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 398—400.
- Оливейра А. И. ди (1959). Бразилия.— В сб.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, с. 23—82.
- Раабен М. Е. 1975. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 273, 247 с.
- Рудич Е. М. 1972. Соотношение каледония и герцинид юга Алтае-Саянской области. М., «Наука», 374 с.
- Тектоника Африки, 1973. Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 540 с.
- Тилтон Г. Р., Везерилл Г. В., Дейвис Г. Л. 1963. Итоги дискуссии по минералам докембрийского возраста из провинции Аппалачей.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 231.
- Тугаринов А. И. 1967. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии.— Геохимия, № 11, с. 1336—1349.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1970. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 431 с.
- Хаин В. Е. 1971. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 546 с.
- Харлей П. М. 1963. Северные Аппалачи.— В сб.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, с. 201—204.
- Харрингтон Х. Дж. 1959а. Аргентина.— В сб.: Очерки по геологии Южной Америки. М., ИЛ, с. 129—163.
- Харрингтон Х. Дж. 1959б. Парагвай.— Там же, с. 107—128.
- Харрингтон Х. Дж. 1959в. Уругвай.— Там же, с. 119—128.
- Шейнманн Ю. М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды ВНИИ-1. Геология. Вып. 49, Магадан, 63 с.
- Шейнманн Ю. М. 1963а. О живучести мобилистских представлений и их объективном значении. Последовале редактора русского перевода к сб.: Проблемы перемещения материков. М., ИЛ, с. 330—362.

- Шейнманн Ю. М. 1963б. О значении мобилизма для палеоклиматологии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 3, с. 33—44.
- Шейнманн Ю. М. 1964. Длительность пресстройки континентальной коры э океаническую на материале Северной Атлантики.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, № 1, с. 42—49.
- Шейнманн Ю. М. 1966. Предисловие редактора русского перевода книги С. Г. Хоутона «Африка южнее Сахары». М., «Мир», с. 5—11.
- Шейнманн Ю. М. 1973. Новая глобальная тектоника и действительность. Статья 1.— Бюлл. МОИП, т. 48, отд. геол., вып. 5, с. 5—28.
- Шейнманн Ю. М. 1974. Новая глобальная геотектоника и действительность. Статья 2.— Бюлл. МОИП, т. 49, отд. геол., вып. 1, с. 5—26.
- Amaral G., Cordani U. G., Kawashita K. and Reynolds J. H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from the Southern Brasil.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 30, N 2, p. 159—189.
- Amaral G., Bushee J., Cordani U. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brasil.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 31, N 2.
- Applin P. L. 1951. Preliminary report on buried pre-Mesozoic rocks in Florida and adjacent states.— *Circ. US Geol. Surv.*, 91, 28 p.
- Applin P. L., Applin E. R. 1944. Regional subsurface stratigraphy and structure of Florida and Southern Georgia.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 28, N 6, p. 1673—1753.
- Barbosa O. 1954. Evolution du geosynclinal Espinaco.— *Congr. Geol. Intern., Comptes Rendus*, ser. XIII, fasc. XIV, p. 17—36.
- Barbosa O. 1958. On the age of the lower Condwana floras in Brasil and abroad.— *Congr. Geol. Intern., XX session, 1956. Comision para la correlacion del sistema Karroo (Gondwana), Mexico*, p. 191—205.
- Bass M. N. 1969. Petrography and ages of crystalline basement rocks of Florida—some extrapolations.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.*, 11, p. 283—310.
- Bassot J. P. 1966. Etude geologique du Senegal oriental et de ses confins Guineo-Maliens.— *Thes. Mem. B. R. G. M.*, N 40, Paris, 322 p.
- Belousov V. V. 1970. Against the hypothesis of ocean-floor spreading.— *Tectonophysics*, vol. 9, N 6, p. 489—511.
- Belousov V. V., Ruditch E. M., Shapiro M. N. 1977. Intercontinental structural ties and mobilistic reconstructions.— *Tectonophysics*, in press.
- Berry W. B. and Boucot A. J. 1967. Pelecypod-graptolite association in the Old World Silurian.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 78, N 6, p. 1515—1521.
- Boucot A. J. 1974. Early Paleozoic evidence of continental drift: pro and con.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.* 23, p. 273—294.
- Bowen R. L. 1969. Late Paleozoic glaciations — the Parana basin of South America.— In: *Gondwana Stratigraphy, IUGS Sympos. Buenos Aires, 1—15 Okt. 1967: UNESCO, Pub. 2*, p. 589—600.
- Briden J. C. 1970. Paleomagnetic polar wander curve for Africa.— In: *Palaeogeophysics*, S. K. Runcorn (Ed.). London—N. Y., Acad. Press, p. 277—289.
- Briden J. C., Smith A. G. and Sallomy J. T. 1970. The geomagnetic field in Permian-Triassic time.— *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, vol. 23, N 1, p. 101—120.
- Briden J. C., Drewry G. E., and Smith A. G. 1974. Phanerozoic equal-area World maps.— *J. Geology*, vol. 82, N 5, p. 555—574.
- Bullard E. C. 1964. Continental drift.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 120, N 477, pt 1, p. 1—34.
- Bullard E., Everett J. E. and Smith A. G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic.— *Sympos. Continent. drift.*— *Roy. Soc. London Philos. Trans.*, vol. 258, N 1088, p. 41—51.
- Cahen L. et Lepersonne J. 1958. Les terrains du Congo Belge appartenant ou pouvant appartenir au systeme Karoo. Resume des Connaissances.— *Congr. Geol. Intern., XX session, 1956. Comision para la correlacion del sistema Karroo (Gondwana), Mexico*, p. 27—40.
- Cahen L., Snelling N. J. 1966. The geochronology of Equatorial Africa.— *Amsterdam, North-Holland Publ. Co.*, 195 p.
- Carlson R. O. and Brown M. V. 1955. Seismic-refraction profiles in the submerged Atlantic Coastal Plain near Ambrose Lightship.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 66, N 8, p. 969—976.
- Cordani U. G., Amaral G. and Kawashita K. 1972. The precambrian evolution of South America.— *Geol. Rundschau*, Bd 62, s. 309—320.
- David T. W. E. 1950. The geology of the commonwealth of Australia. Vol. 1. Edward Arnold and Co, London, 747 p.
- Davis G. L., Tilton G. R., Aldrich L. T., Hart S. R. and Steiger R. H. 1965. Geochronology and isotope geochemistry.— *Carnegie Inst. Annual Rep. Director Geophys. Lab.*, 1964—1965, p. 165—177.
- Davis G. L., Hart S. R. and Aldrich L. T., with Krogh T. E. and Munizaga F. 1967. Geochronology.— *Carnegie Inst. Annual Rep. Director Geophys. Lab.*, 1965—1966, p. 379—386.
- Dietz R. S. and Holden J. C. 1970a. Reconstruction of Pangaea: break-up and dispersion of continents, Permian to present.— *J. Geophys. Res.*, vol. 75, N 10, p. 4939—4956.
- Dietz R. S., Holden J. C. 1970b. The break-up of Pangaea.— *Sci. American*, vol. 223, N 4, p. 30—41.
- Dietz R. S., Holden J. C., Sproll W. P. 1970. Geotectonic evolution and subsidence of Baham platform.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 81, N 7, p. 1915—1927.
- Dobrin M. B., Perkins B., and Snavelly B. L. 1949. Subsurface constitution of Bikini Atoll as indicated by a seismic-refraction survey.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 60, N 5.
- Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H. 1959. Continental margins and geosynclines the east coast of North America north of cape Hatteras.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 3. L. H. Ahrens (Ed.). N. Y.—London, Pergamon Press, p. 110—198.
- Drake C. L., Ewing J. I. and Stockard H. 1968. The continental margin of the eastern United States.— *Canad. J. Earth Sci.*, 5, p. 993—1010.
- Drake C. L. and Nafe J. E. 1968. Geophysics of the North Atlantic region.— *Sympos. Continent. Drift. Emphasizing History South Atlantic Area, Montevideo, Uruguay, Oct., 1967.*
- Drewry G. E., Ramsay A. T. S. and Smith A. G. 1974. Climatically controlled sediments, the geomagnetic field, and trade wind belts in Phanerozoic time.— *J. Geology*, vol. 82, N 5, p. 531—564.
- Du Toit A. L. 1937. Our wandering continents. An hypothesis of continental drifting.— London-Edinburg, Oliver and Boyd, 366 p.
- Engel A. E. I. 1963. Geologic evolution of North America.— *Science*, vol. 140, N 3563, p. 143—152.
- Ewing M., Ludwig W. J. and Ewing J. I. 1963. Geophysical investigations in the submerged Argentine Coastal Plain. Pt. I. Buenos Aires to Peninsula Valdez.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 74, N 3, p. 275—292.
- Ewing J., Hollister C., Hathaway J., Paulus F., Lancelot Y., Habib D., Poag C. W., Luterbach H. P., Worstell P. and Wilcoxon J. A. 1970. Deep-sea drilling project, Leg 11.— *Geotimes*, N 15, p. 14—16.
- Fairbridge R. W. 1969. Early Paleozoic south pole in northwest Africa.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 89, N 1, p. 113—114.
- Fairbridge R. W. 1970. South pole reaches in Sahara.— *Science*, vol. 168, N 3933, p. 878—881.
- Fairbridge R. W. 1971a. The Sahara desert ice cap.— *Nat. History*, vol. 89, N 6, p. 66—73.
- Fairbridge R. W. 1971b. Upper Ordovician glaciation in north-western Africa? Reply.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 82, N 1, p. 269—274.
- Faul H., Stern T. W., Thomas H. H. and Elmore P. Z. 1963. Ages intrusion and metamorphism in the Northern Appalachians.— *Am. J. Sci.*, vol. 261, N 1, p. 63—75.
- Fränkl E. 1956. Some general remarks on the caledonian mountain chain of East Greenland.— *Meddelelser om Grønland. Kom. Vidensk. undersøgelser i Grønland*. Bd. 103, N 11. København, C. A. Reitzels Forlag, 43 s.

- Gane P. G., Atkins A. K., Sellschop J. R., Seligman P.* 1956. Crustal structure in the Transvaal.—Seism. Soc. Am. Bull., vol. 46, N 4, p. 293—316.
- Gastil G.* 1960. Continents and mobile belts in the light of mineral dating.—Rep. of the twenty-first Session Norden. 1960. Pt IX. Pre-Cambrian Stratigraphy and Correlations, Copenhagen, p. 162—169.
- Gastil G., Blais R., Knowles D. M. and Bergeron R.* 1960. The Labrador geosyncline.—Rep. of the twenty-first Session Norden. 1960. Pt IX. Pre-Cambrian Stratigraphy and Correlations, Copenhagen, p. 21—38.
- Gerth H.* 1939. Stratigraphische und faunistische Grundlagen zur geologischen Geschichte des südatlantischen Raumes.—Geol. Rundschau, Bd. 30, H. 1—2, s. 64—79.
- Grant N. K.* 1967. Complete Late Pre-Cambrian to early Paleozoic orogenic cycle in Ghana, Togo and Dahomey.—Nature, vol. 215, N 5099, p. 609—610.
- Grant N. K.* 1969. The late Pre-Cambrian to early Paleozoic Pan-African orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria.—Geol. Soc. Am., Bull., vol. 80, N 1, p. 45—56.
- Green D.* 1958. Recent developments in the study of the Karroo system in Bechuanaland Protectorate.—Congr. Geol. Intern., XX Sesión, 1956. Comisión. para la correlación del sistema Karroo (Gondwana), Mexico, p. 57—64.
- Hales A. L. and Sacks I. S.* 1958. Evidence for an intermediate layer from crustal structures studies in the Eastern Transvaal.—Geophys. J., vol. 2, N 1, p. 15.
- Harland W. B.* 1965. Critical evidence for a great Infra-Cambrian glaciation.—Geol. Rundschau, Bd. 54, H. 1, s. 45—61.
- Harland W. B.* 1969. Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of North Atlantic region. North Atlantic geology and continental drift.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem., 12, p. 817—851.
- Harland W. B., Wallis R. H., Gayer R. A.* 1966. A revision of the lower Hecla Hock succession of central North Spitsbergen and correlation elsewhere.—Geol. Mag., vol. 103, N 1, p. 70—97.
- Houghton S. H.* 1963. The stratigraphic history of Africa south of the Sahara.—Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 365 p.
- Heezen B. C. and Sheridan R. E.* 1966. Lower Cretaceous rocks (Neocomian-Albian) dredged from Blake escarpment.—Science, vol. 154, p. 1644—1647.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C., Le Fishon X.* 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.—J. Geophys. Res., vol. 73, N 6, p. 2119—2136.
- Hill D.* 1958. Sakmarian geography.—Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 2, s. 590—629.
- Hodgson J. H.* 1947. Analysis of travel times from Rockbursts at Kirkland Lake, Ontario.—Seismol. Soc. Am., Bull., vol. 37, N 1.
- Hurley P. M.* 1968. The confirmation of continental drift.—Sci. American, vol. 218, N 4, p. 52—64.
- Hurley P. M.* 1974. Pangeaic orogenic system.—Geology, p. 373—376.
- Hurley P. M., de Almeida F. F. M., Melcher G. C., Cordani U. G., Rand J. R., Kawashita K., Vedoros V., Pinson W. H., Fairbairn H. W.* 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric data.—Science, vol. 157, N 3788, p. 495—500.
- Hurley P. M. and Rand J. R.* 1969. Pre-drift continental nuclei.—Science, vol. 164, N 3885, p. 1229—1242.
- Hurley P. M. and Rand J. R.* 1972. Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South Atlantic exclusive of Brasil.—In: The ocean basins and margin, vol. 1. Pl. Publ. Co, New York, p. 391—410.
- Johnson J. G.* 1971. Timing and coordination of orogenic, epeirogenic, and eustatic events.—Geol. Soc. Am., Bull., vol. 82, N 12, p. 3263—3298.
- King L. C.* 1953. Necessity for continental drift.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 37, N 9, p. 2163—2177.
- King L. C.* 1958. Basic paleogeography of Gondwana land during the late Paleozoic and Mesozoic eras.—Quart. J. Geol. Soc., London, vol. 114, N 1, p. 47—70.
- Kraus E.* 1959. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane.—Berlin, Akad.—Verl.
- Ladd H. S., Tracey J. I. and Lill C. G.* 1948. Drilling on Bikini Atoll Marshall Islands.—J. Geology, vol. 44, N 1, p. 74.
- Leg 39 examines facies changes in South Atlantic. 1975.—Geotimes, march, p. 25—28.
- Le Pishon X.* 1968. Sea-floor spreading and continental drift.—J. Geophys. Res., vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
- Le Pishon X., Hayes D. E.* 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic.—J. Geophys. Res., vol. 76, N 26, p. 6283—6293.
- Leyden R., Ludwig W. J. and Ewing M.* 1971. Structure of continental margin off Punta del Este Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 55, N 12, p. 2161—2173.
- Loczy L. de.* 1974. Synchronous diastrophic events in South America and Africa and their relation to phases of sea-floor spreading.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 23, p. 246—254.
- Lohmann H.* 1965. Paläozoische Vereisungen in Bolivien.—Geol. Rundschau, Bd. 54, H. 1, s. 161—165.
- Maack R.* 1957. Über Vereisungsperioden und Vereisungsspuren in Brasilien.—Geol. Rundschau, Bd. 45, H. 3, s. 547—594.
- Martin H.* 1968. Paläomorphologische Formelemente in den Landschaften Südwest-Afrikas.—Geol. Rundschau, Bd. 58, H. 1, s. 121—128.
- Mattson P. H.* 1973. Middle Cretaceous nappe structures in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles.—Geol. Soc. Am. Bull., vol. 84, N 1, p. 21—37.
- Mayhew M. A.* 1974. «Basement» to east coast continental margin of North America.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 58, N 6, pt 2, p. 1059—1088.
- Mayne W.* 1949. On the Pre-Permian basement of the Cieseeck mountains (Gauss peninsula), Northern East Greenland.—Meddelelser om Grønland. Kom. Vidensk. undersøgelser i Grønland. Bd. 114, N 2. København, C. A. Reitzels Forlag, 65 s.
- McDougall I.* 1961. Determination of the age of a basic igneous intrusion by the potassium-argon method.—Nature, vol. 190, N 4782, p. 1184—1186.
- McDougall I.* 1963. Potassium-argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa.—J. Geophys. Res., vol. 68, N 5, p. 1535—1545.
- McDougall I. and Rüegg N. R.* 1966. Potassium-argon dates on the Serra Geral Formation of South America.—Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 30, N 2, p. 191—196.
- Meyerhoff A. A.* 1970a. Continental drift: implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography, and climatology.—J. Geology, vol. 78, N 1, p. 1—51.
- Meyerhoff A. A.* 1970b. Continental drift, II: high-latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North Atlantic oceans.—J. Geology, vol. 78, N 4, p. 406—445.
- Meyerhoff A. A. and Hatten C. W.* 1974. Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 58, N 6, pt 2, p. 1201—1239.
- Meyerhoff A. A. and Meyerhoff H. A.* 1972a. «The New Global Tectonics»: major inconsistencies.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 56, N 2, p. 269—336.
- Meyerhoff A. A. Meyerhoff H. A.* 1972b. «The New Global Tectonics»: age of linear magnetic anomalies of Ocean.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., vol. 56, N 2, p. 337—359.
- Meyerhoff A. A. and Meyerhoff H. A.* 1974. Test of plate tectonics.—Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 23, p. 43—146.
- Meyerhoff A. A. and Teichert C.* 1971. Continental drift, III: late Paleozoic clacial centers and Devonian-Eocene distribution.—J. Geology, vol. 79, N 3, p. 285—321.

- Milton C. and Grasty R. 1969. «Basement» rocks of Florida and Georgia.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 53, N 12, p. 2483—2493.
- Moody J. D. 1966. Crustal shear patterns and orogenesis.— *Tectonophysics*, vol. 3, N 6, p. 479—522.
- Morgan W. J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.— *J. Geophys. Res.*, vol. 73, N 6, p. 1959—1982.
- Niddrie D. L. 1953. Falkland Islands.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 37, N 9, p. 2175—2177.
- Officer C. B. and Ewing M. 1954. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt VII: continental shelf, continental slope, and continental rise of Nova Scotia.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 65, N 7, p. 653—669.
- Oldale R. N., Hathaway J. C., Dillon W. P., Hendricks J. D. and Robb J. M. 1974. Geophysical observations on Northern part of Georges Bank and adjacent basins of Gulf of Maine.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 58, N 12, p. 2411—2427.
- Oliver J. A. and Drake C. L. 1951. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt. IV: The Long Island area.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 62, N 11, p. 1287—1296.
- Pautot G. et Le Pishon X. 1973. Resultats scientifiques one programme JOIDES.— *Soc. Geol. France, Bull.*, 7 ser., t. XV, N 5—6, p. 403—425.
- Poldervaart A. and Green D. 1952. An outline of the geology of the Bechuana-land Protectorate.— *Sympos. sur les Series de Gondwana. XIX Intern. Geol. Congr., Algiers, Fasc. XX*, p. 55.
- Press F., Beckmann W. 1954. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain. Pt. VIII: Grand Banks and adjacent shelves.— *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 65, N 3.
- Pulfrey W. 1958. Review of recent work on the Gondwana rocks of Kenya Colony.— *Congr. Geol. Intern., XX session, 1956. Comision para la correlacion del sistema Karroo (Gondwana), Mexico*, p. 41—56.
- Reed F. R. C. 1949. *The geology of the British Empire*. 2nd. Ed., London, Edward Arnold, 764 p.
- Reeve W. H. 1958. Further notes on the Karoo system in Northern Rhodesia.— *Congr. Geol. Intern., XX session, 1956. Comision para la correlacion del sistema Karroo (Gondwana), Mexico*, p. 73—84.
- Richards H. G. 1945. Subsurface stratigraphy of Atlantic Coastal Plain between New Jersey and Georgia.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 29, N 7.
- Rocci G. 1964—1965. Essai d'interpretation de mesures geochronologiques et de la structure de l'ouest Africain.— *Sci. terre*, vol. 10, N 3—4.
- Rodgers J. 1967. Chronology of tectonic movements in the Appalachians region: of Eastern North America.— *Am. J. Sci.*, vol. 265, N 5, p. 408—427.
- Rodgers J. 1971. The Taconic orogeny.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 82, N 5, p. 1141—1178.
- Rodgers J. 1972. Latest Precambrian (post-Grenville) rocks of the Appalachian region.— *Am. J. Sci.*, vol. 272, N 6, p. 507—520.
- Schermerhorn L. J. 1971. Upper Ordovician glaciation in north-western Africa? Discussion.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 82, N 1, p. 265—268.
- Sheridan R. E., Drake C. L., Nafe J. E., and Hennion J. 1966. Seismic-refraction study of continental margin east of Florida. *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 50, N 9, p. 1972—1991.
- Sheridan R. E. 1969. Subsidence of continental margin.— *Tectonophysics*, vol. 7, N 3, p. 219—230.
- Sheridan R. E. 1971. Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: Discussion.— *Geol. Soc. Am., Bull.*, vol. 82, N 3, p. 807—809.
- Sheridan R. E. 1972. Crustal structure of the Bahama platform from Rayleigh wave dispersion.— *J. Geophys. Res.*, vol. 77, N 11, p. 2139—2145.
- Smiley C. J. 1968. Paleoclimatic interpretations of some Mesozoic floral sequences.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 51, N 6, pt 1, p. 849—863.
- Smiley C. J. 1974. Analysis of crustal relative stability from some late Paleozoic and Mesozoic floral records.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.* 23, p. 331—360.
- Snelling N. I. 1963. Age of the Roraima formation, British Guiana.— *Nature*, vol. 198, N 4885, p. 1079—1080.
- Stratton T. 1969. A preliminary report on a directional study of the Dwyka tillites in the Karroo basin of South Africa.— In: *Gondwana stratigraphy.— IUGS Sympos. Buenos Aires, 1—15 Okt. 1967. UNESCO, Pub. 2*, p. 741—761.
- Sutton J. 1967. The extension of the geological record into the Pre-Cambrian.— *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 78, p. 493—534.
- Sutton J. 1968. Development of the continental framework of the Atlantic.— *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 79, pt 3, p. 275—303.
- Teichert C. 1958. Australia and Gondwanaland.— *Geol. Rundschau*, Bd. 47, H. 2, s. 567—590.
- Teichert C. 1974. Marine environments and their faunas in Gondwana area.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.* 23, p. 361—394.
- Thiede J., Perch-Nielsen K., Supko P. S., Boersma A., Carlson R. L., Dinkelmann M. G., Fodor R. V., Mcloy F. W. and Zimmerman H. B. 1975. Sediments on Rio Grande Rise (SW Atlantic Ocean): subsidence of an aseismic ridge.— IX Inter. Congr. Sedimentology, Nice/France, juli, p. 6—13.
- Vail J. R. 1968. Significance of the tectonic pattern of Southern Africa.— *Tectonophysics*, vol. 6, N 5, p. 403—412.
- Voisey A. H. 1958, repr. 1959. Some comments on the hypothesis of continental drift.— In: *Continental drift, a symposium*, Hobart, Univ., Tasmania, p. 162—171.
- Wanless R. K., Stevens R. D., Lachance G. R. and Edmonds C. M. 1967. Age determinations and geological studies K-Ar isotopic ages. Rep. 7.— *Geol. Surv. Canada*, paper 66—17, 120 p.
- Weeks L. G. 1947. Paleogeography of South America.— *Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull.*, vol. 31, N 7, p. 1194—1241.
- Wells J. W. 1964. Fossil corals from Eniwetok Atoll.— *Geol. Surv. Prof. Paper*, 260-DD, Washington, p. 1101—1111.
- Whetten J. T. 1965. Carboniferous glacial rocks from the Merrie basin, New South Wales, Australia.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 76, N 1, p. 43—56.
- White A. H. 1968. The glacial origin of Carboniferous conglomerates west of Barraba, New South Wales.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 79, N 6, p. 675—686.
- Willmore P. L., Hales A. L., Gane P. G. 1952. A seismic investigations of crustal structure in the Western Transvaal.— *Seism. Soc. Am., Bull.*, vol. 42, N 1, p. 53—80.
- Willmore P. and Scheidegger A. 1956. Seismic observations in the Gulf of St. Lawrence.— *Trans. Roy. Soc. Canada*, vol. 50, ser. III, p. 21—38.
- Wilson J. T. 1963. Hypothesis of Earth's behaviour. *Nature*, vol. 198, N 4884, p. 925—929.

Введение	3
Глава 1. Сходство очертаний краевых зон материковых массивов	7
Глава 2. Соотношение докембрийских складчатых поясов и платформенных структур Африки, Северной и Южной Америки	14
Глава 3. О значении простирающихся складчатых поясов и складок в их пределах для мобилистских реконструкций	47
Глава 4. Соотношение палеозойских складчатых и платформенных структур Африки, Северной и Южной Америки	53
Глава 5. Капиды Африки и Южной Америки и значение литологических признаков для обоснования гипотезы дрейфа	98
Глава 6. Проблема древних оледенений и мобилистские реконструкции	116
Глава 7. Соотношение триасовых и юрских складчатых поясов и платформенных структур Африки, Северной и Южной Америки	132
Глава 8. Некоторые дополнительные соображения	152
Заключение	165
Литература	168

Евгений Маркович Рудич

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН И ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ

Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта
 Редактор издательства Л. В. Миракова. Художественный редактор А. Н. Жданов
 Художник В. А. Чернецов. Технический редактор И. Н. Жмуркина
 Корректор Н. Г. Васильева

Сдано в набор 28/VI 1977 г. Подписано к печати 9/IX 1977 г. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага № 1. Усл. печ. л. 11. Уч.-изд. л. 11,9. Тираж 1200 экз. Т-14955. Тип. зак. 4633.
 Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Наука». 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94а
 2-я типография Издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.