

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Объединение «Зарубежгеология»
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН
(ВНИИзарубежгеология)

РАЗЛОМЫ АФРИКИ И АРАВИИ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К КАРТЕ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ АФРИКИ И АРАВИИ
МАСШТАБ 1 : 5 000 000

МОСКВА
1984



MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
Objedinenie «Zarubezhgeologia»
ALL-UNION SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE
OF GEOLOGY OF FOREIGN COUNTRIES
(VNIIZARUBEZHGEOLOGIA)

FAULTS OF AFRICA AND ARABIA

**EXPLANATORY NOTE
TO THE MAP OF FAULT TECTONICS
OF AFRICA AND ARABIA
SCALE 1 : 5 000 000**

MOSCOW
1984

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Объединение «Зарубежгеология»
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН
(ВНИИзарубежгеология)

РАЗЛОМЫ АФРИКИ И АРАВИИ

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К КАРТЕ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ АФРИКИ И АРАВИИ
МАСШТАБА 1 : 5 000 000**

МОСКВА
1984

В предлагаемой работе рассматриваются вопросы тектонического районирования, этапы формирования земной коры и ее эволюции в пределах Африкано-Аравийского кратона в течение всего докембрия и фанерозоя.

Обобщены материалы по главнейшим системам разломов Африки и Аравии, времени их заложения, этапности развития, и роли разломов в образовании главнейших тектонических элементов. Выделяются разломы первого, второго и третьего порядка и выявляется их значение в формировании структур с различным типом коры: континентальным, переходным и океаническим. Особо рассматриваются проблемы развития краевых шовных зон, рифтогенных структур, связи разломов с их минерацией.

Составители: *Е. Д. Сулиди-Кондратьев, А. В. Разваляев, В. Е. Забродин, И. В. Давиденко, В. В. Козлов.*

Редактор В. А. Ярмолюк

ВВЕДЕНИЕ

Карта разломной тектоники Африки и Аравии масштаба 1 : 5 000 000 составлена во ВНИИзарубежгеологии в 1981 г. коллективом авторов в составе: Е. Д. Сулиди-Кондратьев, А. В. Разваляев, Б. А. Брюсов, В. И. Высоцкий, И. В. Давиденко, В. Е. Забродин, В. В. Козлов, Ю. Я. Кузнецов. Главный редактор карты В. А. Ярмолюк, редакторская коллегия: Ю. А. Иванов, Ю. Я. Кузнецов (заместитель главного редактора), Е. Е. Милановский, В. П. Поникаров, Е. Д. Сулиди-Кондратьев, В. Е. Хаин. В составлении объяснительной записки принимали участие Е. Д. Сулиди-Кондратьев, А. В. Разваляев, В. Е. Забродин, И. В. Давиденко и В. В. Козлов.

Карта входит в серию карт африканского континента, создаваемую во ВНИИзарубежгеологии. Ее выходу предшествовала публикация Геологической карты Африки масштаба 1 : 5 000 000 (1979) и Карты полезных ископаемых Африки того же масштаба (1981). Помимо суши, Карта охватывает также прилегающие шельфы Атлантического и Индийского океанов, южную часть Средиземного и Красное море.

При составлении Карты были использованы разнообразные материалы: геологические, геофизические, гипсометрические и батиметрические карты и другие материалы, а также сведения о разломах в опубликованных работах и материалы собственных исследований авторов в различных странах Африки и Аравии.

Карта разломной тектоники Африки и Аравии отличается от ранее составленных карт разломов СССР и Юга Азии тектонической нагрузкой. Если для последних выделяются тектоно-стратиграфические комплексы, т. е. толщи пород определенного возраста, одновременно подвергнувшиеся складчатости, то в качестве тектонической основы для карт Африки и Аравии приняты области и участки одновременного развития комплексов континентальной коры с входящими в них определенными тектоническими структурами (протогеосинклиналями, палеоавлакогенами, рифтами и другими). В этом отношении представляемая карта перекликается с Тектонической картой Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000 — на ней также показаны время и этапы становления континентальной коры. Преимущество тектонических построений с позиций выделения разных типов и возраста континентальной коры состоит в том, что с любым из этих типов коры связаны определенные разломные системы и комплексы полезных ископаемых. Подобная методика тектонического районирования также более благоприятна для крупных платформенных областей с большими площадями выходов на поверхность докембрийских щитов, когда можно показать всю сложность, многообразие и этапность становления первой (докембрийской) континентальной коры.

На карте удалось также отразить рудоконтролирующую роль разломов различных порядков с приуроченностью эндогенной минерали-

зации к зонам разломов или к ограниченным ими мегаблокам. Это позволяет нам полагать, что принятая в Карте разломной тектоники методика тектонического районирования может быть полезна для различных металлогенических построений.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ И ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ КАРТОГРАФИЧЕСКИМИ МАТЕРИАЛАМИ

В качестве основы была использована наиболее современная Геологическая карта Африки масштаба 1:5 000 000 издания 1979 г., но многие участки карты были детализированы по геологическим картам более крупных масштабов, преимущественно 1:1 000 000—1:500 000. Отсутствие в большинстве опубликованных материалов сведений о морфологии, кинематике, времени заложения и эволюции разломов, необходимость выявления крупных разломов регионального и трансконтинентального значения, часто показанных на геологических картах фрагментарно в виде серии мелких разрывных нарушений, потребовали помимо составительской, также и аналитической работы. При этом были использованы сводные карты гравитационного и магнитного полей, имеющиеся в настоящее время для большей части территории. По ним достаточно надежно выделяются структуры разломной природы, подчеркнутые четкими границами различных по характеру участков, высокоградиентными зонами резкого изменения значений геофизических полей, зонами торцового сочленения линейно ориентированных аномалий разной направленности и т. п. Для ряда нефтегазоносных областей, преимущественно в северной части Африки, были использованы данные о разломах по материалам сейсморазведочных и буровых работ. Для северо-восточной части региона Б. А. Брюсовым на основе интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных были выполнены расчеты, необходимые для определения глубины проникновения разломов в земную кору. Для определения современной тектонической активности главнейших разломов были использованы сведения о сейсмичности Африки и Аравии, где линейное расположение эпицентров многих землетрясений трассирует положение разломов. Имеющиеся сведения о напряжениях в очагах некоторых крупных землетрясений были учтены при определении кинематических типов ряда разломов.

Для выявления разломов, не показанных на геологических картах, использован также анализ рельефа. При сопоставлении гипсометрических карт и геологических материалов установлено, что практически все крупные разломы достаточно определенно выражены в рельефе в виде прямолинейных уступов и выпрямленных отрезков речных долин и других линейно ориентированных форм рельефа, которые могут служить надежными индикаторами разломов. На шельфах анализировался рельеф дна океанов и морей, обрамляющих африканский континент и Аравийский полуостров. При этом было установлено, что в рельефе дна разломы обычно выражены даже лучше, чем на суше.

Созданию карты существенно помогло привлечение дистанционных методов. Были использованы результаты дешифрирования имеющихся космических снимков разных уровней генерализации, отдельные опубликованные схемы и карты, в особенности по районам Средиземноморья и Восточно-Африканского рифтового пояса.

Если для определения пространственного положения и картографирования линий разломов в масштабе 1:5 000 000 материалов оказалось вполне достаточно, то определение времени заложения, последующей эволюции и других характеристик разломов было сопряжено со значительными трудностями. Поэтому помимо анализа картографических материалов для этого были использованы все доступные публикации, в той или иной степени затрагивающие вопросы геологии разломов. При

этом оказалось возможным распространить характеристики отдельных разломов на группировки однотипных дислокаций, для которых очевидны аналогичная природа и близкое тектоническое развитие. Сбор подобного материала потребовал больших усилий, так как сводки о разломах Африки в целом или ее отдельных частей практически отсутствуют, за исключением описания Восточно-Африканского рифтового пояса.

Весьма полезными оказались личные полевые наблюдения авторов, изучавших некоторые страны Африки и Аравии, в том числе Сирию, Египет, Судан, Алжир, Бенин, Мозамбик, Сан-Томе и Принсипи, Мадагаскар, Нигер. Эти наблюдения дали много фактического материала и позволили более уверенно проводить интерпретацию имеющихся данных для остальных территорий.

В распоряжении авторов имелись следующие картографические материалы.

КАРТЫ. За последние двадцать пять лет опубликовано несколько карт масштаба 1:5 000 000 с объяснительными записками (Furgon, 1958; Lombard, Dubertret, 1963; Choubert, Faure-Muret, 1968, Геологическая карта Африки, гл. ред. В. А. Ярмолюк, 1979, Карта полезных ископаемых Африки и Аравии, гл. ред. В. А. Ярмолюк, 1980). Из них наиболее информативными являются Тектоническая карта Африки под редакцией Ж. Шубера и А. Фор-Мюре, Геологическая карта Африки, составленная сотрудниками ВНИИзарубежгеологии, а также созданная на ее основе Карта полезных ископаемых Африки и Аравии. Для Карты разломной тектоники Африки и Аравии использованы геологические контуры и минерагеническая нагрузка двух последних карт. Кроме того, большое количество тектонических элементов (разломов, линейментов и др.) было вынесено с Космотектонической карты Средиземного моря и континентального обрамления (Biju-Duval et al., 1978), с Геологической карты Евразии (1975), с гравиметрических карт Африки, Южной Африки (1973) и Западно-Африканского кратона (1979).

Геологические карты масштаба 1:2 000 000 опубликованы как по крупным регионам и группам стран, так и по отдельным наиболее крупным странам Африки. В 1951—1963 гг. были изданы карты Северной Африки (Menchikoff, 1952, 1962), Западной Африки (Aicard et al., 1962), Экваториальной Африки (Gerard, 1956, 1958), Аравии (Brown et al., 1963), Бельгийского Конго и Руанды-Урунди (Cahen, Lepersonne, 1951). Позже появились геологические карты южной части Западной Африки (Blanchot et al., 1972), Эфиопии и Сомали (Merla et al., 1973), Ботсваны (1973), Мозамбика (Oberholzer, 1968), Эфиопии (Kazmin, 1972), Заира (Lepersonne, 1974), Мадагаскара (Besairie, 1973). Карты масштаба 1:1 500 000 были составлены для Уганды (1967) и Центральноафриканской республики (Mestraud, 1964).

Карты масштаба 1:1 000 000 имеются для многих стран африканского континента. Это карты Нигера (Faure, 1962), Берега Слоновой Кости (Bagarre, Tagini, 1965), Ганы и Того (Bates, 1955), Габона (Hudeley, 1966, Hudeley, Belmonte, 1970), Родезии (Wiles, 1971), Малави (Bloomfield, 1966), Родезии и Ньясаленда (1977), ЮАР, Лесото и Свазиленда (Truter, Rossouw, 1955, Coertze et al., 1970), Мадагаскара (Besairie, 1973), Намибии (Martin et al., 1964), Чада (Plas, 1970), Либерии (White, Leo, 1970), Нигерии (Dessauvague, 1975). Картами масштаба 1:500 000 обеспечены территории Сенегала (Bassot, 1966), Конго (Dadet, 1966, 1969), Сирии (Ponikarov et al., 1964), Западной Сахары (Ratschiller, 1971), Мадагаскара (Besairie, 1965), Алжира и других стран Африки и Аравии. Имеются также многочисленные листы геологических карт масштабов от 1:250 000 до 1:50 000, изданные геологическими службами стран Африки и Аравии.

Общим недостатком подавляющего большинства упомянутых выше карт является слабое отображение на них разрывных дислокаций.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ СХЕМЫ И СХЕМЫ РАЗЛОМОВ, ОПУБЛИКОВАННЫЕ В ОТДЕЛЬНЫХ СТАТЬЯХ И МОНОГРАФИЯХ. Существенную роль в рисовке разломной нагрузки карты сыграли такие монографические работы, как описание Восточно-Африканского рифтового пояса (Белоусов и др., 1974), сводка по сейсмичности всей территории Африки (Горшков, 1963), описание разломов северной части Гвинейского залива (Делтейль и др., 1978), сводка по неотектонике Африки в связи с сейсмичностью (Костенко, 1965), описание вулканогенных и осадочных формаций рифтовых зон Восточной Африки (Логачев, 1977), сводка по рифтовым зонам континентов (Милановский, 1976). Были использованы также схемы разломов и тектоники Северной Африки и Аравии (Сулиди-Кондратьев и др., 1974, 1980, 1982), Средиземноморья (Biju-Duval et al., 1978), Аравийского полуострова (Al-Santi, 1977; Delfour, 1979; Greenwood et al., 1976; Hancock, Kadhi, 1978), Эфиопии (Cronberg et al., 1975; Purcel, 1976) и многие другие.

Таким образом, в основу создания карты разломов был положен комплексный подход с использованием всех основных имеющихся материалов и всего арсенала доступных методов и средств, существенно дополняющих друг друга. В результате оказалось возможным показанные на карте разломы дифференцировать по морфокинематическим признакам и возрасту, для большинства из них указать амплитуду движений и приуроченность к ним различных полезных ископаемых.

Требуют пояснения некоторые термины, применяемые в этой работе.

«Формирование (конструкция) континентальной коры» — процесс становления гранито-гнейсового слоя в результате регионального глубокого метаморфизма и гранитизации верхних горизонтов коры, представленных преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями.

«Протометаморфический слой» (первичная континентальная кора) — кора, формируемая на основе гранулит-базитового слоя в результате ранней гранитизации с развитием мигматитов и массивов натровых плагиогранитов в катархее, частично в архее. Выходящие на поверхность протометаморфические комплексы Африки в подавляющем большинстве относятся к метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочке исходной меланократовой коры. Возможное присутствие остатков этой коры базитового состава намечается в очень немногих случаях по сочетанию метагабброидов, меланократовых амфиболитов и ультрабазитов.

«Деструкция континентальной коры» — процесс разрушения континентальной коры, связанный с дроблением континентов, формированием зон растяжения с повышенной проницаемостью для глубинного материала, с подъемом основной магмы и ультраосновных протрузий и другими явлениями тепломассопереноса из недр к поверхности. Области деструкции могут быть линейного типа, сформированные в результате процессов рифтогенеза, и ареального типа в случае формирования субокеанических впадин.

«Интракратонные протогеосинклинали» — геосинклинали, закладываемые на первичной континентальной коре в линейных трогах типа проторифтов. Их геосинклинальный характер подчеркивается большими мощностями, развитием дифференцированных серий вулканитов (спилиты, кератофиры, андезиты, базальты), интрузиями габброидов и ультрабазитов, граувакковыми, кремнистыми и туфогенными образованиями. Развитие интракратонных протогеосинклиналей завершается гранодиорит-гранитовым магматизмом. В ряде случаев возможно выделение образований начальной стадии погружения — проторифтов.

«Протоплатформенный чехол» — чехол осадочных пород, сформировавшихся на первичной континентальной коре синхронно с образованием протогеосинклинальных трогов. Он может быть подвержен метаморфизму, вплоть до образования глубокометаморфизованных пород.

«Зрелая континентальная кора» — кора гранито-гнейсового состава с высококалийевыми гранитами типа рапакиви, формируемая в результате процессов кратонизации.

«Кратонизация» — длительный процесс становления зрелой континентальной коры гранито-гнейсового состава в результате ранней и поздней гранитизации, приводящий к спайке отдельных глыб континентальной коры в единый кратон. Для кратонизации характерны мощный субаэральный вулканизм и калиевые граниты типа рапакиви. Вулкано-плутоническая ассоциация этого типа является показателем становления зрелой континентальной коры и сочетается с молассоидными терригенными образованиями.

«Рифты» — зоны частичной или полной деструкции зрелой континентальной коры, возникающие в условиях растяжения, с подъемом мантийного материала в раздвиггах.

«Авлакогены» — рифты, испытавшие в последующем инверсию и интенсивное сжатие.

«Палеорифты» — рифты, образованные на этапе формирования платформенного чехла и завершившие свое развитие без инверсии (сжатия).

«Палеоавлакогены» — авлакогены, возникшие в конце стадии кратонизации в результате частичной деструкции первичной континентальной коры; структурно-вещественные комплексы палеоавлакогенов входят в состав консолидированного фундамента кратонов.

«Линеаменты» — линейные структуры, выделяющиеся на фотоизображении космических снимков в виде разного рода спрямленных или дуговых линий и полос, для которых допускается разломная природа и связь с зонами трещиноватости или с разломами на глубине.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АФРИКИ И АРАВИИ

По характеру тектонической эволюции в фанерозое Африкано-Аравийский кратон разделяется на медианную (внутреннюю) и маргинальную (краевую) части. Для медианной части кратона в фанерозое был характерен сравнительно устойчивый тектонический режим с относительно слабой дифференциацией тектонических движений и преобладающей тенденцией к поднятиям. Маргинальная часть кратона на протяжении всего фанерозоя отличалась повышенной мобильностью: здесь проявились процессы утонения и частичной деструкции коры с формированием миогеосинклинальных прогибов и краевых авлакогенов.

В медианной части Африкано-Аравийского кратона в качестве основных современных тектонических элементов выделяются щиты и выступы кристаллического фундамента (Эр-Риф, Кабилиды, Анти-Атлас, Регибатский, Ахаггарский, Тибести, Узнат, Аравийско-Нубийский, Гидимака, Гвинейский, Нигерийский (или Джос), Центральноафриканский, Яде, Бому, Шайю, Танганьикский, Мозамбикско-Кенийский, Бур, Майомбе, Касаи, Бангвеулу, Ангольский, Дамарский, Зимбабве, Мадагаскарский, Намаква, Трансваальский и другие) и разделяющие их синеклизы — прогибы фундамента, заполненные осадочными породами, в современном рельефе выраженные большей частью впадинами (Западно- и Восточно-Сахарская, Сирто-Ливийская, Нильская, Аравийская, Тиндуф, Таудени, Мурзук, Гурма, Мали-Нигерская, Чад, Вольта, Бенуэ, Афар, Восточно-Африканская, Конго, Окованго, Калахари, Мозамбикская, Карру и некоторые другие).

В маргинальной части Африкано-Аравийского кратона выделяются также структуры, имеющие платформенный чехол, но переживающие орогенную стадию развития: периферические массивы (Марокканская Месета, Высокое Плато, Алеппско-Мардинский и др.), краевые поднятия (Анти-Атлас, Неменша-Гафса, Эль-Ахдар), предгорные и краевые прогибы (Рарбский, Предтельский, Месопотамский и др.). На северо-западе и северо-востоке кратона расположены Атласская и Загорская миогеосинклинали.

Современная континентальная кора Африкано-Аравийского кратона имеет сложное строение, отражающее существенные изменения, пережитые ею в ходе длительной многоэтапной тектонической эволюции. Практически в каждом из перечисленных выше щитов можно выделить комплексы пород, отвечающие этапам становления первичной коры и кратонизации (табл. 1), во многих случаях — образования интракратонных протогеосинклиналей, иногда ранних (тарквейских или кибарских) палеоавлакогенов, хотя есть примеры того, что комплексы, по своему формационному составу отвечающие эвгеосинклинальным, миогеосинклинальным (геосинклинальный этап) и орогенным (конец геосинклинального этапа или этап кратонизации), входят в состав нижних горизонтов чехла (синеклизы Карру и Калахари). Имеются также случаи, когда проведение четкой границы между этапами развития встречало некоторые затруднения (например, из-за постепенности смены условий или из-за несовпадения этой смены в осадочных и магматических формационных рядах), однако, их число довольно невелико и лишь в какой-то степени усложняет общую, достаточно четкую последовательность формирования земной коры. Наконец, в ряде случаев наблюдается наложение процессов, происходивших в каком-либо блоке, на прилегающие части соседних, более древних блоков, где эти процессы (например, этап кратонизации) прошли ранее.

Протометаморфический слой

В течение катархея и архея происходит становление протометаморфического слоя, завершающееся ранней гранитизацией.

Для протометаморфических комплексов катархея наиболее характерны плагиоклазовые ортогнейсы по вулканитам основного и среднего состава, амфиболовые и пироксеновые гнейсы, амфиболиты, пироксениты и другие известково-магнезиальные породы, однако среди них на достаточно низких уровнях появляются биотитовые гнейсы, кварциты, высокоглинистые гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы и другие породы, указывающие на развития экзогенных процессов. Мигматизация и гранитизация катархейских образований привели к возникновению крупных массивов гранито-гнейсов гетерогенного состава, среди которых наибольшим распространением пользуются эндербиты, чарнокиты, монзониты, гранодиориты и плагиограниты.

Строение протометаморфического слоя Африкано-Аравийского кратона изучено слабо. Его хорошие разрезы известны пока только на Мадагаскаре (массивы Антонжиль и Масура на его восточном побережье, комплексы Антамбухубе и Ранумена на юге острова), где он имеет отчетливо двучленное строение. Нижняя часть протометаморфического слоя (серии Мананара, Масура, комплекс Антамбухубе) повсеместно с несогласием перекрывается более полого залегающими сериями верхней части (серии Амбудириана, Вухилава, Маха, Амбудилафа и др., комплекс Ранумена). Основание массива Антонжиль представлено плагиоклазовыми мигматитами с остаточными биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, ортоамфиболитами, эпидозитами, телами гипербазитов, за счет гранитизации которых произошли гранодиориты, плагиограниты, диориты и монзониты магматических комплексов Антонжиль и

Ивунтака. Основание блока Масура сложено плагиоклазовыми ортогнейсами, возникшими за счет эруптивных пород основного и среднего состава и ассоциирующими с диоритами и гранодиоритами (результатом гранитизации габброидов). Комплекс Антамбухубе — также гетерогенный, существенно плагиомигматитовый, диорит-сиенит-гранодиоритового состава, с горизонтами гиперстен-амфиболовых гнейсов и кварцитов и с телами диоритов и сиенитов. Он рассматривается как метаморфизованная вулканическая серия, включающая породы от базальтов до трахитов.

Верхняя часть протометаморфического слоя Мадагаскара сложена существенно парагнейсовыми комплексами, хотя в ряде случаев (серия Амбудилафа в центральной части массива Масура) могут преобладать ортоамфиболиты в ассоциации с амфиболовыми кристаллическими сланцами. Эти комплексы включают многочисленные горизонты метаморфизованных продуктов разрушения и переотложения древних кор выветривания (высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты). Для чарнокитового комплекса Ранумена в последние годы доказано происхождение за счет переотложенного базитового материала, по составу отвечающего породам нижележащего комплекса Антамбухубе.

Выше залегает катархейский проточехол, представленный на юге Мадагаскара надсерией Андрой, которая с несогласием ложится на подстилающие ее биотит-рогообманковые плагиогранито-гнейсы. Геохимические характеристики надсерии Андрой показывают, что в целом она отвечает метаморфизованному разрезу терригенных пород (со значительным преобладанием метааркозов и общим увеличением зрелости осадков вверх по разрезу) и ассоциирующих с ними глинисто-карбонатных лагунных и мелководноморских отложений при относительно небольшом развитии вулканических толщ кислого (лептиниты серии Форт-Дофен, начинающей разрез проточехла), основного (серии Эзира и Ранумафана) и смешанного состава. Магматизм надсерии Андрой отличается от магматизма, завершающего образование протометаморфического слоя. Для него характерно развитие крупных массивов гранодиоритов и чарнокитовых гранитов, а для более поздних стадий — появление секущих тел щелочных микроклиновых гранитов.

В течение катархея незрелая континентальная кора сформировалась в пределах щитов Джос, Бому, Бангвеулу, Намакwa, Трансваальского, Танганьикского, на большей части Аравийско-Нубийского щита. Гранитизация катархейского времени определила положение наиболее стабильной области следующих этапов тектонического развития (от Трансваальского щита до щита Бому) и в значительной степени предопределила ход более поздних геологических процессов в пределах восточной части континента.

В раннем архее протометаморфический слой сформировался в пределах щитов Регибат, Ахагар, Яде, Ангольского, Касаи, на западе Гвинейского щита и щита Ньяла-Ниере, а также, по-видимому, на севере Мадагаскара и на западе щита Джос. В результате подавляющая часть Африкано-Аравийского кратона, за исключением некоторых мобильных зон, прошла стадию образования протометаморфического слоя. В позднем архее формирование протометаморфического слоя завершилось в пределах восточной части Гвинейского щита, в массивах Дамара, Ахагар, Тибести, Гидимака, Майомбе. В целом для ранне- и позднеархейских комплексов сохраняется типичный набор метаморфических пород (амфиболовые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, пироксениты, амфиболиты, подчиненные кварциты и мраморы, в ряде разрезов — широкое развитие горизонтов высокоглиноземистых пород), однако для позднеархейских комплексов отмечаются редкость гранулитов и чарнокитов, существенно амфиболитовая фация региональ-

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Щиты, массивы, выступы	Комплексы			
	протометаморфического слоя	интракратонных протогейсинклиналей	кратонизации	палеоавлакогенов
Щит Регибат	Гранито-гнейсовые комплексы Раг-эль-Абиод, Аусерд, Сталь-Огман (2914—3177)* Серии Амсага, Булаутад, Гхалламан, Тазиаст (AR ₁)	Серии Шенашан, Шегга, Хасси-эль-Фогра (AR ₂)	Порфиroidные граниты Афту (1850—1970), Анн-бен Тили (1964—1979), Йетти (1973) Серии Имурен, Агельт-Небкха, Уед-Сусс, Амгала (PR ₁) Гранито-гнейсы Гхалламан, Шегга, Телемси	Серии Шар, Атар, Асабет-эль-Хасиан (R _{3-V}) Серии Гельб-эль-Хадид, Айюн-абд-эль-Малек (PR ₁ ^{III} -R ₁)
Массив Анти-Атлас	Граниты Тазенахт (1740), граниты Азгемерзи (1850) Серия Уэд-Асемлиль (PR ₁) Граниты Тазеруальт (1445—2630) Серии Кердус, Зенага (AR ₂)	Серии Бу-Аззер, Эль-Грара, Иморлах, Кзама (PR ₁₋₂)	Серия Адуду (R ₃) Серия Варзагат (832—927) Граниты (947—1214), риолиты (1129—1180), серии Нкоб, Уэд-Амеллун, Тардут, Сируя, Тахдамит-Блейда, Уэдрат, Тидилин, Тинзуад (R ₁₋₂) Граниты (1590—1640)	
Выступ Эр-Риф		Гнейсы (PR ₁ ^{III} -R ₁₋₂)	Сланцы (R ₃₋₀)	
Выступы Большая и Малая Кабилия		Очковые гнейсы (PR ₁ ^{III} -R ₁₋₂)	Сланцы (R ₃₋₀)	
Запад Гвинейско-го щита	Гранито-гнейсы и плагногранито-гнейсы (3450—3090) Серии Камбюи, Симанду, Ман, Дабола, Мано-Моа и др. (AR ₁)	Серия Марампа Гранито-гнейсы (2850—2660)	Гранито-гнейсы (2270)	

Восток Гвинейского щита	Гранито-гнейсы гранодиоритового состава, гнейсы добиррима (AR ₂) Свита Грабо или Сассандра (2870)	Серии Мако, Далема, Диале и др. (PR ₁)	Граниты, сиениты, диориты Бондуку-Диксков Граниты Феркесседугу	Серии Идубан, Буем (R _{3-V}) Серия Тарква (PR ₁₋₂)
Массив Гидимака	Граниты Гидимака Серия Фаркака или Эль-Харатин (AR ₂)	Серии Акжужт, Гадель, Бакель (PR ₁)	Серия Мбут и низы серии Кулунту (PR _{1^{III}})	
Щит Ахаггар	Гранито-гнейсы Серии Эдукель, Аузегер, Эжере (AR ₂) Серии Ин-Уззал, Суггаре, Арешшум, Гур-Умелален, «Красная», Азангерен (AR ₁), Такамба, Бурре, Амалулу	Серии Фарус, Реляидин и их аналоги (R ₁₋₂)	Батолиты и субвулканические гранитоиды (PR _{1^{III}}) Серия Амдел Гранодиориты и диориты	Серии Ахнет, Тиририн и Прош-Тенере (V) Серии Куэн, строматолитовая (R ₃)
Щит Тибести	Гранит-мигматиты, гранодиориты, диориты Серия Нижнее Тибести (AR ₂)	Серия Верхнее Тибести (PR ₁)	Порфиоровидные граниты	«Инфракембрий»?
Щит Джос	Серия Дагомей (AR ₁) Эндербиты и чарнокиты, комплекс основания (AR ₀)	Серии Кушерика, Кушака, Бирнин-Гвари и др. (AR ₂)	Древние граниты (500) Гранито-гнейсы Ание-Куанде и др.	Серия Буем (R _{2-V})
Щит Яде	Гранито-гнейсы Серии Боссангоа, Джерем,-Ринда, Уоко, «комплекс основания» Адамауа (AR ₁)	«Метаморфический флиш» Камеруна, серии Эзека, Яунде, Нанга-Эбоко (AR ₂)	Серии Поли, Гуеигудум, Куки, Лом, Мбалмайю-Бенгбис, Айос Кварцевые диориты, монзониты, граниты	Серии Нижнее Котто, Фурумбала (R _{3-V}) Надсерия Лики-Бембе (PR _{1^{III}} -R ₁)
Щит Шайю	Гранито-гнейсы Граниты Эболова Серия Нтем (AR ₀)	Серия Огоуе (AR ₂)	Диориты, гранодиориты, граниты	Надсерия Западного Конго (R _{3-V}) Надсерии Франсвилль, Бамба, серии Сембе-Уессо, Уано и др. (PR _{1^{III}} -R ₁)

* Цифры в скобках — возраст в млн. лет.

Щиты, массивы, выступы	Комплексы			
	протометаморфического слоя	интракратонных протогеосинклиналей	кратонизации	палеоавлакогенов
Щит Майомбе	Гранит-мигматиты Серии Домайомбе, Задин, «комплекс основания» Анголы (AR ₂) Комплекс Мпозо-Томбогадо (AR ₁)	Надсерия Майомбе (PR ₁)	Граниты	Надсерия Западного Конго (R _{3-V}) Надсерии Сансиква, Бамба, Терейро (PR ₁ ^{II} -R ₁)
Щит Бому	Гранито-гнейсы Серии Бому, Убанги, Иппи, Рузизи, магнетально-пироксеновый комплекс и др. (AR ₀)	Свита Гангу, серия Кибали (AR ₁)	Щелочные микроклиновые граниты	Надсерии Линди, Нижнее Котго, серии Фурумбала, Моркия, Бакума (R _{3-V})
Центральноафриканский щит	Ортогнейсы с ксенолитами гнейсов и кристаллосланцев (AR ₀)	Фундамент практически не расчленен		
Ангольский щит	Гранит-мигматиты, серии Хуаб и Эпуа, Древний комплекс (AR ₂) Гранито-гнейсы с ксенолитами Пустынного комплекса		Гранитоиды, нориты Габбро-анортозиты Кунене	Надсерия Западного Конго, свита Леба (R _{3-V}) Серии Терейро, Оенделонго, Чиванда, Овиपाка, Шела (PR ₁ ^{III} -R ₁)
Щит Касан	Чарнокитовый, габбро-норитовый и гранито-гнейсовый комплексы Тоналит-мигматиты Серия Верхняя Луани (AR ₀)	Серия Луиза (AR ₂) Серия Калундве (AR ₁)	Сиенит-диориты Серия Лулуа (PR ₁) Гранито-гнейсы Дибайя	Надсерия Бушиме (R ₂₋₃)
Щит Бангвеулу	Гранито-гнейсы Гнейсы и кристаллосланцы (AR ₀)	Свита Мухила (AR ₁)	Граниты Серия риолитов Марунгу или Луапула-Танганьика (AR ₁)	
Дамарский щит	Гранито-гнейсы Салем Серия Абабис (AR ₂) Гранито-гнейсы Гамсберг	Надсерия Дамара, серии Носиб, Отави (R _{1-V})	Граниты Донкерхук и Соррис-Соррис	

Щит Намаква	Гранито-гнейсы и метаморфический комплекс Намакваленда (AR ₀)	Серия Кейс (AR ₁)	Комплекс «Дуги Рехобот» (PR ₁ ^{III}) Серия Модис Серия Корас (AR ₁) Габбро, адамеллиты и граниты Грагхондер	Серии Блэк-Хилс, Хильда, Хольгат, Кайгас, Нумес (R ₂ -V)
Трансваальский щит	Тоналитовые гнейсы Свазиленда Пара- и ортогнейсовые комплексы Свазиленда и их аналоги (AR ₀)	Надсерии Свазиленд, серии Нондвени, Мфонгози, Уиткик, Бушмен-Майн и др. (AR ₁)	Комплекс Бушвельд Надсерии Трансвааль, Вентерсдорп (PR ₁), Витватерсранд (AR ₂) Надсерия Понгола, серии Доминион-Риф, Канье, Шетлиф (AR ₁) Граниты Солсбери-Кон, Дальмен и др.	
Щит Зимбабве	Гранито-гнейсы с ксенолитами тоналитовых гнейсов, гранулитов и др., комплексы Лимпопо и Замбези (AR ₀)	Серии Себаква, Булавайо, Умтали и др. (AR ₁)	Гранито-гнейсы и тоналиты (2650—2690) Серия Шамва (AR ₂) Граниты Чирва, Мтоко, Майами	
Танганьикский щит	Комплекс основания Танзании, Уганды, Руанды, Бурунди (AR ₀)	Серии Ньянза, Буганда-Торо, Ндембера (AR ₁)	Серии Кавирондо, Синго (AR ₂)	Серии Буанже, Букоба, Кисии, Итиасо, Укинга, Консе, Малагарази (R ₁ -V)
Мозамбикский щит	Гранито-гнейсы (AR ₁) Комплекс основания (AR ₀)		Сланцево-кварцитовая серия	
Аравийско-Нубийский щит	Гнейсы Хафайт (Египет), серия Кашеиб (Судан), гнейсы Мушхаят (Саудовская Аравия), свиты Даарбурук-Гебиле, Олонтале (Сомали), группа Ареро (Эфиопия)	Серии Нафирдейб, Ата-ла, Бейш, Бажа, Джид-а, Гхариш, Тахлаб, Гзалиет, Абдул, Кадр, Кейс (R ₁₋₂), Адола, Вадера, Бур, Акаба, Эмбу, Карасук (Турока), Марич-Корпу (AR ₂ -PR ₁)	Позднегаттарский комплекс субщелочных гранитов (450—640) Серии Мурдама, Шамор, Джубала-Ават, Тамбиен, Дидикамо, Инд-Ад, Асотриба, Докхан (R ₃ -V) Субщелочные граниты Шанб, комплекс Шантянских гранитов, батолитовые граниты (7500—1000)	
Мадагаскарский щит	Монцонитовые граниты, чарнокиты, мигматиты Андриба и др. (AR ₁) Плагιοгранит-мигматиты, диориты, монцониты Надсерия Андрой, серии Масура, Маха, Мананара, Амбудириана, амфиболиты Нусивулу, надсерия Антонжиль (AR ₀)	Надсерия Бефуруна-Андриамена (AR ₂) Надсерия Графит (AR ₁)	Граниты (500—550) Комплекс Амбатуфинандрахана (1140—1538) Сланце-кварцито-доломитовая серия (PR ₁₋₂) Гранит-мигматиты и гранито-гнейсы	

ного метаморфизма, гранит-гранодиорит-диоритовый характер гранитизации. Ни в одном из массивов Африкано-Аравийского кратона для позднего архея неизвестны продукты натрового метасоматоза — породы типа эндербитов или плагиогранит-мигматитов.

Интракратонные протогоосинклинали

Все площади образовавшегося в катархее протометаморфического слоя (за исключением, вероятно, массива Джос) вступили в протогоосинклинальную стадию в раннем архее. Для массивов Южной и Центральной Африки она выразилась в развитии многочисленных разноориентированных зеленосланцевых поясов, характер выполнения которых варьирует от существенно вулканогенных серий с широким развитием вулканитов и интрузий основного и ультраосновного состава (серия Онвервахт — парагенез коматиитов, базальтов и долеритов с подчиненными карбонатными и кремнистыми отложениями) до существенно осадочных, сохраняющих, тем не менее, признаки эвгеосинклинальных образований (серия Фиг-Три, Мозаан и др. — граувакки, гематитокремнистые отложения, иногда андезиты или трахиандезиты).

Типичными представителями вулканогенных зеленосланцевых поясов являются нижнеархейские комплексы Свазиленда. Их разрез начинается серией Онвервахт, имеющей суммарную мощность более 15 км. Нижняя часть серии сложена чередованием перидотитовых и базальтовых коматиитов с резко подчиненными фельзитовыми сланцами и содержит дифференцированные стратифицированные тела и силлы базит-ультрабазитового состава и интрузии богатых натрием кварцевых порфиров. Верхняя часть серии представлена циклическим чередованием покровов лав основного, среднего и кислого состава, ассоциирующих с туфами, кремнистыми и железо-кремнистыми горизонтами. Циклы вулканизма начинаются толеитовыми базальтами и завершаются излияниями дацитов или риолитов. С верхними толщами серии Онвервахт связаны интрузии известково-щелочных кварцевых порфиров и редкие небольшие тела ультрабазитов. Выше залегает серия Фиг-Три (граувакки, сланцы, полосчатые железо-кремнистые отложения, подчиненные трахиандезиты, агломераты и туфы), достигающая мощности 2100—2600 м. Развитие раннеархейских протогоосинклиналей Свазиленда завершается становлением массивов гранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, сиенитов.

Близкий характер имеют зеленокаменные пояса нижнего архея Зимбабве (серии Себаквай и Булавайо), где при значительно большей роли метаморфизованных терригенных (метааркозы, метаконгломераты, кварциты, сланцы) и карбонатных пород последовательность и характер вулканических излияний сохраняются (сначала — базальтовые и перидотитовые коматииты с подчиненными эффузивами андезитового и дацитового состава, выше — чередование базальтовых, андезитовых и дацитовых покровов с общим увеличением кислотности излияний вверх по разрезу, вплоть до появления фельзитов в кровле серии Булавайо).

На массиве Бому зеленосланцевые пояса серии Кибали сложены зеленокаменно измененными лавами базальтов, андезитов, дацитов и трахитов, сланцами и кварцитами, итабиритами, доломитами. Отмечены интрузии габброидов и более поздних диоритов, гранодиоритов и гранитов. При явном сходстве с золотоносными зеленокаменными поясами юга Африки покровы и силлы ультрабазитов в серии Кибали отсутствуют. Еще более кислый характер имеют вулканические породы нижнеархейских золотоносных поясов Танганьикского массива (пояса Мванза, Мусома, Мигори, Ирамба-Секенке), и массива Намаква (серия Кейс), в которых резко возрастает роль кварцевых порфиров, риолитов и фельзитов.

Большим своеобразием отличается раннеархейская интракратонная протогеосинклиналь Мадагаскара. Для нее характерны линейные очертания прогибов, большие их ширина и протяженность, возможность выделения зон эв- и миогеосинклинального типов с большими различиями в седиментогенезе и магматизме, интенсивный метаморфизм (достигающий фации амфиболовых гранулитов в некоторых секторах, где отмечаются чарнокиты). Примером комплекса миогеосинклинального типа является надсерия Амбатулампи, сложенная высокоглиноземистыми биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, кварцитами, подчиненными диопсидовыми гнейсами, циполино и параамфиболитами. Комплекс образовался за счет метаморфизма осадочных существенно пелитовых пород с подчиненными кремнистыми, карбонатными и терригенными отложениями. Интрузии основного и ультраосновного состава крайне немногочисленны, но к полосе выходов надсерии приурочены крупные батолиты гранодиорит-гранитового состава и гранит-мигматиты. Комплексы эвгеосинклинального типа (надсерия Манампутси) представлены преимущественно гнейсами известково-магнезиального состава с многочисленными пластами и линзами амфиболитов и ортопироксенитов, глиноземистых гнейсов и сланцев, магнетитовых кварцитов. К этому комплексу приурочены многочисленные пластовые тела ультрабазитов. Большой интерес представляет граница двух комплексов, вероятно, отвечающая шву, падающему под углом 30—60° к западу под надсерию Амбатулампи и ее катархейский гранито-гнейсовый фундамент. К западу от шва заметно повышается метаморфизм, развит калиевый метасоматоз, приведший к образованию массивов гранит-мигматитов и гранитов. В целом щелочность гранитоидов растет при удалении от швовой зоны. Другой интересной особенностью является наличие в составе полосы эвгеосинклинального типа более жестких массивов, напоминающих срединные массивы фанерозоя: верхние серии массивов Масура и Антонжиль слабее деформированы и в меньшей степени метаморфизованы, чем окружающие их нижнеархейские образования. Достоверные нижнеархейские чехлы на этих массивах неизвестны, однако в пределах массива Масура отмечались синклинальные участки развития графитоносных пород (возможных аналогов надсерии Манампутси), а на западе массива Антонжиль (в районе Антара) — полого залегающая толща плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов, залегающая заведомо выше серии Амбудириана.

Интересной особенностью нижнеархейской протогеосинклинали Мадагаскара является также то, что к северу от широты Антананариву ее ветви как бы обтекают центральное ядро, в пределах которого формирование протометаморфического слоя завершилось в раннем архее.

Верхнеархейские протогеосинклинальные комплексы в целом сохраняют тот же характер, однако в них отмечаются отсутствие коматитов и заметное снижение роли вулканизма вплоть до появления аматматичных (если не считать завершающего их развитие гранитоидного магматизма) протогеосинклинальных трогов.

Большим своеобразием отличается протогеосинклинальный этап развития в массиве Яде. Отличиями протогеосинклинали Камеруна («метаморфический флиш» Камеруна, серии Ээка, Яунде, Нанга-Эбоко) от обычных зеленосланцевых поясов являются значительно большая ширина, протяженность и степень метаморфизма (вплоть до появления силлиманит-кордиеритовых и гиперстеновых гнейсов), резкое преобладание высокоглиноземистых слюдястых кристаллических сланцев и гнейсов, дистеновых и гранатовых кварцитов. Протогеосинклиналь завершается мигматизацией и развитием массивов метасоматических гранитов.

В массиве Регибат (серии Шенашан, Хасси-эль-Фогра, Шегга) комплексы позднеархейских протогеосинклиналей также имеют суще-

ственно амагматичный характер разреза при преобладании метаморфизованных терригенных пород.

На Мадагаскаре к северу от широты Антананариву развита система субмеридиональных зеленокаменных поясов, сходящихся к северу, которая ограничена с запада и востока древними массивами Бунгулава и Антонжиль и характеризуется отчетливой полярностью осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектогенеза. Внутренние зеленокаменные пояса системы отличаются обилием основных и ультраосновных магматических пород, ортоамфиболитов, плагиогнейсов, сочетанием кремнисто-глиноземистых, биотит-амфиболовых и лептинитовых гнейсов. Ранние стадии заложения протогеосинклинальных трогов (проторифты) фиксируются маломощными базальными толщами кварцитов, метаконгломератов, диопсидовых гнейсов и циполино. Для внешних зеленосланцевых поясов характерен переход вверх по разрезу от кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов к циполино или известково-магнезиальным породам. Основной магматизм во внешних поясах почти не проявлен. Современная ширина зеленосланцевых поясов в среднем 50—100 км, ширина разделяющих их антиклинальных зон, в которых проявился интенсивный гранитоидный магматизм конца архея — 10—50 км.

Раннепротерозойские протогеосинклинали тяготеют к площадям Африкано-Аравийского кратона с протометаморфическим слоем, сложившимся в позднем архее (массивы Гидимака, Ахаггар, Тибести, восточная часть Гвинейского массива). Для всех их характерно широкое развитие процессов вулканизма. В восточной и северной частях Гвинейского массива протогеосинклинальные комплексы слагают ряд веерообразно расходящихся к северо-западу и северо-востоку синклинориев. Их формационные ряды близки к рядам фанерозойских геосинклиналей. Так, в массиве Мандинг, являющемся северо-западным продолжением Гвинейского щита, серии Мако и Далема представлены типичными эвгеосинклинальными образованиями, с возможностью выделения граувакковой, яшмовой, известняковой, базальт-андезит-липаритовой, андезитовой, липаритовой, аркозовой формаций. Близкий характер имеют низы разреза серии Биррим в Гане и их аналоги на территории Берега Слоновой Кости и Верхней Вольты, где с граувакковой, андезито-базальтовой и андезитовой формациями ассоциирует марганценосная вулканогенно-осадочная формация калифорнийского типа. Специфично выражены протогеосинклинальные образования этого возраста на юге Мали — это слабоскладчатые серии с локально проявленным андезитовым вулканизмом и относительно большим развитием карбонатных пород и аркозов, что предполагает относительно небольшую подвижность Малийского сегмента протогеосинклинальной области. Разделяющие зеленосланцевые пояса гранитные батолиты, по-видимому, отвечают зонам поднятий внутри области. В ряде случаев нижнепротерозойские синклинории обрамляют блоки протометаморфического слоя — серия таких блоков отчетливо выделяется на юге массива Липтак (северо-восточного выступа Гвинейского щита).

Более молодые протогеосинклинальные комплексы тяготеют к окраинным частям Африкано-Аравийского кратона. В Анти-Атласе они представлены нижне- и верхнепротерозойскими образованиями (серии Бу-Аззер, Эль-Граара, Имерлах, Кзама), которые с региональным несогласием залегают на верхнеархейских метаморфических породах серии Уэд-Ассемлиль. В основании обычно залегают метаморфизованные вулканы основного состава и серпентиниты, сменяющиеся вверх по разрезу кордиеритовыми гнейсами, графитовыми и андалузитовыми сланцами.

Верхнепротерозойский (нижний и средний рифей) протогеосинклинальный комплекс Аравийско-Нубийского щита представлен мощным разрезом осадочно-вулканогенного характера (с преобладанием андези-

тов, базальтов, андезито-базальтов, риолитов и дацитов). Он слагает протяженные разноориентированные складчатые пояса в обрамлении Красного моря и Аденского залива. Имеющиеся данные выявляют возрастную миграцию протогеосинклинальных прогибов в северо-восточном направлении. Отдельные пояса, расщепляясь на узкие вулканические зоны, протягиваются далеко на юг и юго-запад в область более ранней консолидации. При этом по мере удаления от Аравийско-Нубийского щита роль вулканических пород в составе комплексов уменьшается. С верхнепротерозойскими протогеосинклиналими Аравийско-Нубийского щита связаны интрузии базитов и гипербазитов. Гипербазитовые пояса сопряжены с краевыми и внутренними разломами протогеосинклиналей. Эти разломы совпадают с границами жестких блоков, к ним же приурочены субщелочные и щелочные граниты позднего рифея-раннего палеозоя.

Центральная часть Африкано-Аравийского кратона пересекается своеобразной Кибарской интракратонной протогеосинклинальной областью раннего рифея. В основании геосинклинального комплекса залегают гнейсовые и гранито-гнейсовые комплексы катархея, отчасти нижнего архея, по своим характеристикам аналогичные одновозрастным образованиям щитов Касаи, Бому и Бангвеулу. На юго-востоке Заира протогеосинклинальный комплекс представлен надсерией Кибара, с несогласием перекрывающей гранито-гнейсы. Надсерия отличается кремнисто-карбонатно-терригенным парагенезом формаций миогеосинклинального типа, с преимущественным развитием мелководных терригенных и карбонатных отложений. Подчиненное значение имеют континентальные отложения и вулканы преимущественно кислого состава. Доророгенный магматизм представлен интрузиями габбро, долеритов, телами ортоамфиболитов, субвулканическими интрузиями риолитов. Раннескладчатые интрузии биотитовых гранитов и гранодиоритов, обычно порфириовидных и разгнейсованных, и следующие за ними синскладчатые гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты отмечают переход к режиму кратонизации. Для всей протогеосинклинальной области характерна складчатость с преимущественным запрокидыванием к западу и с развитием надвигов и взбросов в том же направлении.

Дамарский интракратонный протогеосинклинальный комплекс является наиболее поздним на Африкано-Аравийском кратоне. Протогеосинклиналь разделяла архейские массивы Намакваленд и Ангольский и располагалась на продолжении Катангской складчато-глыбовой области, точные соотношения с которой и с ее конкретными зонами разломов неизвестны. Выполнение протогеосинклинали представлено кремнисто-терригенно-карбонатным комплексом среднего рифея-кембрия. Центральная часть трога испытала интенсивные складчатые деформации и метаморфизм, а также внедрение крупных линейных массивов гранитов (Донкерхук на юге и Соррис-Соррис на севере). Эти граниты имеют хорошо выраженные экзоконтактные ореолы метаморфизма и сопровождаются полями пегматитов во вмещающих рифейских толщах. Их появление объясняется ремобилизацией гранитоидов дорифейского цоколя. В состав цоколя входят красные салемикие граниты, а серые салемикие граниты, залегающие выше метаосадочных пород, рассматриваются как надвинутые тектонические покровы пород, аналогичных серым гранитам Франсфонтейн (на которые на севере налегает надсерия Дамара) или серым гранито-гнейсам Намакваленда. Северная часть протогеосинклинальной области представлена серией Отави, имеющей аналогичный разрез осадочных толщ, но без метаморфизма и со слабо выраженной пологой брахиформной складчатостью. Разрез надстраивается красноцветной терригенной серией Мулден — кембрийской молассой дамарского орогенеза. Интрузии гранитоидов в этой части области неизвестны.

Комплексы кратонизации

Вся территория Африки и Аравии, за исключением крайних северо-западных и северо-восточных частей, подверглась в докембрии (главным образом в позднем) процессам кратонизации.

Наиболее древним осадочным комплексом, отвечающим этапу кратонизации, является нижнеархейская надсерия Понгола (Свазиленд), делящаяся на серии Инсуси и Мозаан. Серия Инсуси залегает на древней коре выветривания, возникшей на гранито-гнейсах катархея, и сложена в основном кварцито-песчаниками и аркозами, сменяемыми выше чередующимися со сланцами лавами андезитов и липаритов. Серия Мозаан несогласно перекрывает серию Инсуси и сложена кварцитами, глинистыми сланцами, конгломератами, в верхней части — андезитами и джеспилитами. Надсерия Понгола имеет двойственный характер: андезитовый вулканизм сближает ее с эвгеосинклинальными сериями, но терригенная часть разреза состоит главным образом из продуктов размыва континентальной коры.

Аналогом верхов надсерии Понгола является серия Доминион-Риф, начинающая разрез мощного плитного комплекса Трансваальского массива. Для этой серии также свойственны мощные вулканогенные толщи андезит-дацит-липаритового состава, с резким возрастанием роли кислых лав в верхах разреза. Липариты слагают основную часть разреза серии Канье, продолжающей лавы Доминион-Риф в Ботсвану. Серия Канье прорвана гранитами рапакиви массива Габеронес с датировками 2480—3160 млн. лет. Южнее комплекс приобретает еще более щелочной характер, в нем появляются лавы и туфы трахитов (серия Цетлиф), тосканиты, трахибазальты, шошониты, трахиандезиты и их туфы (серия Корас). В целом этот комплекс имеет орогенный характер.

Верхний архей Трансваальского массива сохраняет сходство с орогенными образованиями. Пример складчатого орогенного комплекса — серия Модис, венчающая разрез надсерии Свазиленд и сложенная красноватыми терригенными отложениями с подчиненными джеспилитами и миндалекаменными базальтами в средней части разреза. Нескладчатые орогенные образования в центральной части массива представлены серией Витватерсранд близкого состава, с преобладанием кварцитов и глинистых сланцев. Магматические породы раннего и позднего архея в пределах массива развиты ограниченно. Для нижнего архея характерны габбро, алограниты, гранофиры, для верхнего — штоки реоморфических биотит-мусковитовых порфиroidных гранитов.

Характер осадконакопления и вулканизма в пределах Трансваальского массива резко меняется в раннем протерозое (серия Вентерсдорп и перекрывающая ее серия Трансвааль). Нижнепротерозойский комплекс по своим парагенезам формаций имеет отчетливое сходство с эвгеосинклинальными (серия Вентерсдорп) и миогеосинклинальными (серия Трансвааль) образованиями, что отражает своеобразную, не дошедшую до конца регенерацию геосинклинальных условий в результате деструкции ареального типа. За отложением серии Трансвааль последовало внедрение карбонатитов, пироксенитов и сиенитов комплекса Палабора, затем стратифицированного лопполита Бушвелд и его возрастных аналогов — интрузивных комплексов Лосберг, Тромсбург, Кафирскрал и Брандфорт, начальные фазы которых представлены основными и ультраосновными породами, поздние — кислыми дериватами основной массы.

В массиве Зимбабве фиксирующие этап кратонизации верхнеархейские образования (серия Шамва) также имеют существенно терригенный молассоидный характер (более 3 км аркозов, граувакков и конгломератов) при подчиненных кремнисто-гематитовых сланцах, известняках, фельзитах и кварцевых порфирах. Рост гранито-гнейсовых ку-

полов происходил в течение всего позднего архея. Частичное расплавление катархейских гранитоидов и внедрение образовавшихся при этом кислых магм в более высокие горизонты коры в геосинклинальную и орогенную стадию, вероятно, следует также связывать с кратонизацией, несмотря на все своеобразие ее проявления.

В массиве Регибат протогеосинклинальный этап развития завершился гранитизацией с образованием позднеархейских гранито-гнейсовых батолитов Гхаламан, Шегга и Тилемси. С этих гранитов начался здесь длительный период кратонизации, охвативший весь ранний протерозой и, возможно, ранний рифей. Большинство нижнепротерозойских серий (Имурен, Уед-Сусс, риолиты Эглаба) отличаются резким преобладанием лав и туфов дацит-липаритового состава над красноцветными аркозами и конгломератами и являются континентальными образованиями типа вулканогенной молассы. С ними ассоциируют порфирировидные граниты, диориты, гранодиориты, щелочные сиениты.

Характер кратонизации Гвинейского массива отражает различия в составе фундамента западного и восточного блоков. В западном блоке внедрение гранитов и гранодиоритов позднего архея и раннего протерозоя происходило в основном вдоль его восточного и северного краев. В восточном блоке комплекс кратонизации имеет орогенный характер, с развитием молассоидных и вулканических (базальты, андезиты, дациты, липариты) формаций. Им предшествует внедрение гранодиоритовых батолитов типа Феркесседугу, а за их накоплением следует внедрение калиевых граносиенитов, сиенитов и гранодиоритов комплексов Бондуку и Диксков (конец раннего протерозоя).

Более поздние комплексы кратонизации приурочены к краевым частям Африкано-Аравийского кратона. Для Анти-Атласа и Высокого Атласа в течение почти всего рифея неоднократно проявлялся мощный наземный вулканизм кислого и среднего состава, чередовавшийся с накоплением грубообломочных песчано-конгломератовых толщ. В конце раннего и среднего рифея произошло внедрение крупных гранитных интрузий. В начале позднего рифея вдоль всего Анти-Атласа накапливалась мощная вулканогенно-осадочная серия Варзат (андезиты, риолиты, трахиты, красноцветные отложения). Верхнерифейско-вендские отложения Анти-Атласа амагматичны и характеризуются ассоциацией красноцветных терригенных и терригенно-карбонатных толщ.

Кратонизация Аравийско-Нубийского щита охватила период от 1000 до 500—450 млн. лет. Ее начало отмечено внедрением комплекса гранитных батолитов, позднее сформировались орогенные комплексы, залегающие несогласно на складчатых образованиях верхнего протерозоя (серии Докхан и Хаммамат в Египте, вулканы Асотриба и серия Ават в Судане, свита Инда-Ад в Сомали и др.). В этих комплексах также большую роль играют риолиты, игнимбриты, андезитобазальты, но в ряде разрезов преобладают грубообломочные красноцветные отложения (свиты Фатима, Джубала и Мурдама в Саудовской Аравии). Орогенные комплексы Аравийско-Нубийского щита прорваны многочисленными интрузиями щелочных и субщелочных гранитов, для которых характерны наложенные процессы альбитизации, грейзенизации и окварцевания.

Для всех районов развития вулканических образований периода кратонизации отмечаются широкое (миллионы кв. км) площадное распространение, длительность формирования (в две и более стадии на протяжении 500—1000 млн. лет), преимущественно континентальные условия образования, ассоциация с осадочными формациями орогенного типа, слабые дислоцированность и метаморфизм, кислый и средний состав продуктов извержений, большая роль игнимбритов, широкое развитие вулканоплутонических комплексов и связь с последующим магматизмом типа гранитов рапакиви. Все эти особенности хоро-

шо согласуются с представлениями о длительном этапе кратонизации древних платформ, находившихся в своего рода квазикратонном состоянии, для которого свойственны зоны повышенной проницаемости в сочетании с сильным разогревом глубоких уровней сиалической коры.

Палеоавлакогены

В конце этапа кратонизации и после его завершения (главным образом в позднем протерозое) в отдельных регионах Африкано-Аравийского кратона происходило раскалывание зрелой континентальной коры и заложение палеоавлакогенов (табл. 2).

В конце раннего протерозоя палеоавлакогены заложались в северной и центральной частях массива Регибат (серии Гельб-эль-Хадид и Айун-абд-Эль-Малек), на востоке Гвинейского щита (Тарквайский и Буинский палеоавлакогены), в пределах массивов Трансваальского (палеоавлакоген Саутпансберг и серия грабенообразных структур по периферии Бушвельдского дополита) и Зимбабве (серии Умкондо, Пиривири, Фронтьер и Гайрези). Все эти структуры выполнены терригенными, обычно красноцветными отложениями, и лишь по периферии Бушвельдского комплекса и в палеоавлакогене Саутпансберг заметную роль играет вулканизм умеренно-щелочного характера (лавы, туфы и брекчии андезитов, базальтов, трахитов, игнимбриты), который связан с поздними фазами дифференциации магматических очагов комплекса Бушвельд.

Для центральной части Африки характерны палеоавлакогены и грабены кибарского времени (ранний рифей, отчасти конец раннего протерозоя). На щите Шайю и его склонах отложения нижнего протерозоя-нижнего рифея выполняют ограниченный разломами палеоавлакоген Франсвиль, серию мелких грабенов в пределах самого щита (наиболее крупный — Уано, выполненный одноименной серией) и крупный палеоавлакоген Сембе-Уессо на севере современной синеклизы Конго. Все эти деструктивные структуры выполнены кремнисто-карбонатно-терригенными толщами с резким преобладанием аркозовых песчаников. В надсерии Франсвиль отмечены горизонты туфов основного и кислого состава. Многие разломы палеоавлакогена Франсвиль отражаются на распределении мощностей и фаций. Разломы обычно секут архейские направления, и только западное ответвление палеоавлакогена Сембе-Уессо наследует шов Яунде, ограничивающий массив Шайю с севера.

К кибарскому циклу относится также заложение Западноконголезского палеоавлакогена, низы разреза которого (надсерии Сансиква, Бамба и др.) хорошо коррелируются с надсерией Франсвиль.

Значительно шире распространены палеоавлакогены катангского времени (средний рифей-венд), которые сильно различаются по интенсивности вулканизма (от лишенных вулканогенного материала палеоавлакогенов Эль-Тлетиаг, Гурма и Линди до палеоавлакогенов Западного Ахаггара, Угарты и Кипили, в разрезах которых вулканические породы преобладают), степени дислоцированности выполнения, характеру ограничения (грабены или полуграбены) и метаморфизму (от обычного его отсутствия до фации зеленых сланцев). Преобладают карбонатно-терригенные парагенезы формаций, с тем или иным участием эффузивов, реже встречается терригенный тип выполнения палеоавлакогенов. Последний тип свойственен грабенам с недолгим развитием (Моркия, мелкие грабены Катангской области) и отличается грубообломочными молассоидными образованиями.

Палеоавлакоген Угарта совпадает с восточной границей плиты Тиндуф. Основание его разреза слагают среднерифейские аркозы, песчаники и граувакки с многочисленными покровами дацитов, андезитов и их туфов (серия Себкха-эль-Мелак); их мощность более 4 км. Крою-

щие их потоки риолитов верхнего рифея маломощны (до 250 м) и местами включают горизонты сланцев и доломитизированных известняков. Близкий характер разрезов имеют палеоавлакогены Западного Ахаггара и Кипили.

В других структурах вулканизм (обычно базальтовый или андезитовый) появляется или на ранних, или на средних, или на завершающих этапах развития.

Бум-Атакорский палеоавлакоген, наследующий древнюю шовную линию, выполнен среднерифейско-вендскими кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями. Его развитие завершается мощными (до 6 км) излияниями базальтов и андезитов вендского возраста. С запада палеоавлакоген повсеместно отделен от синеклизы Вольта системой крупных взбросов и сдвигов, с востока его ограничивает вторая серия взбросов и надвигов. В начале венда или в самом конце позднего рифея палеоавлакоген испытал сжатие и сильную складчатость с общим запрокидыванием структуры в сторону плиты Вольта и с отложением красноцветной молассы вендско-кембрийского возраста в ее пределах.

В Западноконголезском палеоавлакогене, nasledовавшем аналогичную более древнюю структуру, погружение началось в начале позднего рифея и сопровождалось локальными излияниями базальтов и андезитов мощностью до 1 км. В низах разреза преобладают кремнисто-терригенно-карбонатные отложения, в верхней части (верхи верхнего рифея-венд) — красноцветные терригенные толщи молассового характера. Анализ распределения мощностей и фаций отложений и направления сноса обломочного материала выявил, что палеоавлакоген был ограничен разломами на протяжении всей истории его развития. На поздних стадиях произошло резкое поднятие и надвигание блока Майомбе со смятием и надвиганием в сторону центральных частей кратона пород верхов нижнего протерозоя и верхнерифейских отложений. Началу этих движений отвечает накопление красноцветной серии Мпиока в пределах палеоавлакогена и его восточного обрамления. Затем поднятие охватило основную часть палеоавлакогена, и молассоиды серии Инкиси накапливались уже за его пределами. Такой характер развития рифейских палеоавлакогенов Африки весьма типичен.

Палеоавлакоген Линди выделен вдоль северо-восточного края синеклизы Конго. Наличие отчетливых складчатых дислокаций вдоль его юго-западного борта предполагает разлом, скрытый под мезозойско-кайнозойским чехлом синеклизы. На севере он переходит в серию несомненных грабенов, выполненных аналогичными отложениями. По характеру разреза палеоавлакогены Линди и Западного Конго близки, но для надсерии Линди неизвестны андезитовые лавы и достоверные ледниковые отложения в основании разреза. Надвиги и линейные складки для палеоавлакогена Линди нехарактерны.

Для палеоавлакогенов катангия отмечают большие вариации по времени заложения (средний или поздний рифей) или замыкания (поздний рифей или венд). Так, палеоавлакоген Бушиме выполнен красноцветной терригенной и терригенно-карбонатной сериями среднего рифея, его развитие завершается излияниями андезитов на рубеже среднего и позднего рифея. Южная ветвь палеоавлакогена Малагаразе, вероятно, заложилась еще в раннем рифее и завершила свое развитие в позднем, в то время как северная ветвь северо-восточного простирания активно развивалась со среднего рифея до конца венда. Палеоавлакоген интересен проявлениями базитового магматизма — излияниями базальтов (на двух уровнях) и внедрением крупных массивов габброидов вдоль шовной зоны, ограничивающей палеоавлакоген с северо-запада.

Метаморфизм в палеоавлакогенах катангского времени обычно отсутствует, однако для некоторых структур характерен региональный

PR ^{III} — R ₁		R ₁	R ₂	R ₃	V	PZ ₁
Серия Гельб-эль-Хадид, Айюн-абд-эль-Малек			Серия Атар	Серия Асабет-эль-Хасиан Серия Шар		Регибат
				Серия Эль-Тлетнат	}	Эль-Тлетнат
		Серия Себкха- эль-Мелак	Риолиты Угарты			Угарта
					}	Серия Фалеме
			Серия Рокел			Рокел
Серия Тарква						Буинский, Тарквайский
		Серия Идубан				Гурма
		Строматолитовая серия			Серия Ахнет („пурпурная“)	Западно- Ахаггарский
				}	Серия Тиририн и Прош-Тенере	Восточно- Ахаггарский
Серия Атакора	Серия Бум				Андезито- базальты верхов Бум	}
	Надсерия Франсвиль нижняя серия	средняя серия	верхняя серия			

Серия Сембе-Уессо, Уано и др.							Сембе-Уессо
Надсерии Бамба, Сансиква. Террейро		Надсерия Западного Конго					Западно-Конголезский
		Шилоанго Нижний тиллит	Верхний тиллит	Сланцево-известняковая	Серия Мпиока	Серия Инкиси	
		Надсерия Линди				Серия Арувими	Линди
		Серия Итури	Серия Локома				
		Серия Нижнее Котто, Фурумбала, Диалинга, Бакума. Мбания, Накандо					Нижнее Котто
		Серия Моркия					Моркия
		Надсерия Бушимае					Бушимае
		Нижняя серия	Средняя серия	Верхняя серия	Лавы Бушимае		
		Надсерия Гарип					Гарип
Серия Саутпансберг, Кронсберг, Матсап и др.						Саутпансберг и др.	
Серия Умкондо, Пиривири и др.						Умконто и др.	
		Надсерии Букоба и Малагарази					Малагарази
		Серия Мвашия и ее аналоги Надсерия Роан и ее аналоги			Надсерия Кунделунгу		Катангская система палеоавлакогенов

метаморфизм до фации зеленых сланцев (палеоавлакогены Гурма, Мавританский, Западноахаггарский, Гарип).

Весьма сложное строение имеет Катангская система палеоавлакогенов, расположенная между массивами Бангвеулу и Зимбабве и наложенная на массив Касаи и южную часть Кибарского постгеосинклинального орогена. Эта область состоит из ряда жестких блоков и разделяющих их палеоавлакогенов с большими вариациями в характере деформаций. Надсерия Катанга сложена в основном красноцветными терригенными и карбонатно-терригенными сериями, с локальным развитием вулканических пород. Верхняя красноцветная моласса верхов верхнего рифея-венда (надсерия Кунделунгу) получает особенно большое развитие в пределах стабильных слабо деформированных массивов, разделенных зоной интенсивного смятия — Луфилийской дугой. Смена формационных типов отложений примерно совпадает с внешним фронтом этой дуги, где конседиментационный барьер почти постоянно существовал в течение всего среднего рифея, разделяя отложения лагуны (с эвапоритами) и открытого бассейна. В конце среднего рифея в дуге проявились ранние тангенциальные движения с образованием в основании тектонических покровов мощных брекчий типа «дикого флиша». Магматизм проявился слабо: это массивы сиенитов, габбро-сиенитов, габбро, андезитовых порфиритов, небольшие тела гранитов, сиенитов, гранит-порфиров, аплитов и пегматитов. В целом следует отметить несомненную связь сети крупных разломов Катангской области с разломами, ограничивающими палеоавлакогены Бушимае, Линди, Западно-Конголезский и Малагарази — эти разломы образуют почти ортогональную сеть с двумя преобладающими направлениями.

Структуры маргинали

В пределах маргинали развитие зрелой континентальной коры происходит в палеозое на северо-западе, а в мезозое и кайнозое — на севере и северо-востоке континента, где в результате сменяющихся во времени процессов формирования и деструкции происходило развитие комплексов эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей и авлакогенов.

Важное место в развитии кор кратона занимали процессы формирования структур переходной коры, которые образовались в результате деструкции континентальной коры в мезозойское и кайнозойское время. При этом происходило становление глубоководных субокеанических и рифтовых впадин с субконтинентальной и субокеанической корой и утонение коры континентального склона.

Особое место в тектонике Африки и Аравии занимают области с океанической корой, сформированные в мезозое и кайнозое и выраженные краевыми впадинами рифтогенной природы и океаническими плинтами.

Платформенные чехлы

Выделяются участки, где формирование структур континентальной коры происходило без существенной ее переработки деструктивными процессами, с накоплением платформенного чехла. Начало формирования древнейших чехлов в Западной и Центральной Африке датируется поздним докембрием (средний рифей — для синеклиз Таудени и Вольта, конец верхнего рифея и венд — для синеклизы Конго, конец венда-кембрий — для платформенного чехла Намакваленда), то-есть в этих районах время формирования чехла и палеоавлакогенов катангского цикла в значительной степени перекрывается, и наблюдаются латеральные переходы отложений синеклиз в формационно близкие отложения палеоавлакогенов (например, для пар синеклиз Таудени — палеоавлако-

ген Гурма, синеклиза Вольта — Бум-Атакорский палеоавлакоген и др.). Однако, основное развитие платформенные чехлы получили в течение фанерозоя.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА АФРИКИ И АРАВИИ

Анализ разломной тектоники Африки и Аравии позволил определить иерархию разрывных нарушений, установить время заложения и этапы последующего развития, выявить морфологию и кинематику как отдельных наиболее значительных разломов, так и их группировок (систем).

По значимости для геологического строения и геологического развития кратона на карте выделяются разломы трех категорий (первого, второго и третьего порядка)*. Разломы первого порядка представляют собой крупнейшие тектонические (офиолитовые) швы, которые трансформируются выходами мантийных пород, включая протрузии и интрузии ультраосновного состава. Они рассекают кору на всю ее глубину, проникая глубоко в мантию, и могут быть названы мантийными разломами. Эти разломы отличаются протяженностью на многие сотни и тысячи километров и выражены обычно широкими (до 100, иногда и более км) зонами концентрации многочисленных разрывных нарушений, разделяющими глыбы коры с различным строением или коры разного типа. Крупные глыбы коры, ограниченные разломами первого порядка, могут рассматриваться в качестве плит и микроплит. Вдоль этих границ на отдельных участках формируются зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа. Офиолитовые швы разделяются на краевые, примером которых является Гибралтаро-Оманский шов, расположенный на границе Африкано-Аравийского кратона и субокеанического пояса Тетис, и внутриконтинентальные, возникающие при закрытии внутригеосинклинальных трогов.

Разломы второго порядка являются мантийно-коровыми, частью, возможно, также сквозькоровыми, проникающими в мантию. Они трансформируются выходами мантийных и коровых интрузивных и вулканических пород существенно щелочного, субщелочного и основного состава. Протяженность разломов составляет преимущественно сотни, реже первые тысячи километров, при ширине зон разломов в первые десятки километров. Эти разломы обычно являются границами различных тектонических элементов в пределах крупных глыб с однотипным строением коры.

Разломы третьего порядка преимущественно коровые, без значительной глубины проникновения. Они определяют блоковое строение коры и формирование многих особенностей поверхностной структуры. Вдоль них местами проявлены магматическая и гидротермальная деятельность, связанная с внутрикоровыми, в том числе периферическими очагами плавления. Наиболее протяженные разломы третьего порядка достигают сотен километров при ширине до первых десятков километров.

Африкано-Аравийский кратон разбит сложной сетью разломов, среди которых выделяются разломы северо-западного (красноморские, угартские), северо-восточного (бенуэ, афарские), широтного (средиземноморские) и субмеридионального (восточно-африканские, западно-аравийские) простираний. Разломы этих направлений создают сложную мозаично-блоковую структуру кратона. Они имеют различную глубину заложения и различную длительность развития, пережили неоднократно активизацию и характеризуются различной сейсмичностью.

* Составители не ставили перед собой задачу рассмотрения тектонических нарушений меньшего масштаба и поэтому не выделяют разломы четвертого и более высоких порядков.

Формирование сложной сети разломов обусловлено длительным развитием различных типов кор и тектонических элементов Африкано-Аравийского кратона. Несмотря на недостаток фактических материалов, дающих представление о возрасте и эволюции отдельных разломов, на основе анализа имеющихся данных разломы Африкано-Аравийского кратона можно разделить на ряд возрастных групп: по времени заложения выделяются разломы архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские.

Разломы, заложившиеся в архее

Разломы наиболее древнего (раннеархейского) заложения выявлены на юге континента. К ним относится крупнейшая Дамарско-Береговая зона разломов. Эта диагональная зона глубинных разломов северо-восточного простирания по протяженности, длительности развития и влиянию на геологическое строение южной и восточной частей континента является одной из важнейших зон нарушений в Африке. Общая ее протяженность около 6000 км. Вся зона разломов достаточно отчетливо подразделяется на два сегмента: юго-западный (Дамарско-Зимбабвийский) и северо-восточный (система Береговых разломов). В Дамарско-Зимбабвийский сегмент входят: Дамарский разлом, зона разломов Дамараленда-Средней Замбези-Луангвы, разлом Макгадигадди. В северо-восточный сегмент включаются системы разломов Парес-Усамбара, Рухуху-Руфиджи и Береговых разломов. Сочленение сегментов намечается по рифтовой зоне Малави-Шире, располагающейся на южном продолжении восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. В районе сочленения этих крупнейших зон отмечается очень сложная система разрывных нарушений, главным образом, северо-восточного и меридионального простираний. Характер сочленения главных рифтов региона — Луангва и Рухуху-Руфиджи свидетельствует, по-видимому, о сдвиговом характере движений по разломам зоны Малави-Шире в период формирования этих рифтов в пермско-триасовое время.

Как и все крупные разрывные нарушения, Дамарско-Береговая зона не является единой поверхностью разрыва сплошности пород, а представляет собой достаточно широкую зону нарушений, достигающую ширины в десятки и даже первые сотни километров.

Юго-западный сегмент Дамарско-Береговой зоны разломов ограничивает с северо-запада древние устойчивые щиты — Зимбабвийский и Трансваальский, которые обычно рассматриваются как единый континентальный массив, именуемый кратоном Калахари. Сегмент имеет весьма сложное строение. На крайнем юго-западном фланге рассматриваемая зона нарушений имеет ширину до 300 км, включая три грабенообразных прогиба; далее к северо-востоку разломы этого направления ограничивают выступ фундамента северо-восточного простирания, разделяющий синеклизы Окаванго и Калахари; северо-восточная зона разломов трансформируется по грабену верхнего течения реки Замбези. У своего северо-восточного окончания юго-западный сегмент Дамарско-Береговой зоны разломов разветвляется, продолжаясь в север-северо-восточном направлении системой разломов грабена Луангва, в субширотном — разломами грабена среднего течения р. Замбези. Между этими двумя ветвями располагается серия мелких разноориентированных разрывных нарушений.

Северо-восточный сегмент Дамарско-Береговой зоны разломов, протягивающийся от грабена Малави-Шире в северо-восточном направлении, включает у своего юго-западного окончания систему грабенов и разделяющих их горстов шириной до 300 км, простирающуюся от оз. Малави до побережья океана, и далее к северо-востоку — зону раз-

ломов шириной 100—200 км, разделяющую континентальный блок Африки и дно Индийского океана.

В пределах отмеченных сегментов Дамарско-Береговой зоны разломов проявились движения разного возраста: древнейшие их проявления известны на юго-западном ее фланге, а наиболее молодые (мезозойско-кайнозойские) — на северо-восточном. Однако в отдельные эпохи движения по разломам захватывали большую часть зоны: в эпоху Карру активность зоны разломов проявилась почти на всем ее протяжении от Юго-Западной Африки до Южного и, возможно, Центрального Сомали; в кайнозое и в современную эпоху активность зоны разломов проявилась практически на всем ее протяжении от мыса Гвардафуй до северной части Восточной Африки.

Разломы, заложившиеся в протерозое

В протерозое происходит сильное дробление ранее сформированного Африкано-Аравийского кратона и образование крупнейших разломов субмеридиональной и диагональной ориентировки, с которыми генетически связаны интракратонные протогеосинклинали и палеоавлакогены.

Заложение основных разломов массива Ахаггар (например, ограничения грабена Серсуф) достоверно датируется ранним протерозоем, но в целом эти разломы, ограничивающие геосинклинали трог, следуют простираниям архейских структур (Западный Ахаггар) или находятся под незначительным углом к ним (Центральный и Восточный Ахаггар). Байером и Лескиером на основании данных последних гравиметрических измерений для северо-западной части Африки составлена карта аномалий Буге масштаба 1 : 10 000 000 с сечением изоаномал 20 мГл. Судя по этой карте, простирания гравитационных аномалий в пределах Западно-Африканского кратона существенно отличаются от простираний структур Панафриканского подвижного пояса. Граница между этими двумя морфологически различными зонами гравитационного поля характеризуется положительными аномалиями субмеридионального простирания и связывается с существованием глубинного шва (разлом 4°50' в. д.), заложение которого произошло, возможно, в раннем протерозое. Четко меридиональное простирание этого шва фиксируется в пределах Алжира и Бенина, а в промежутке отмечаются виргации положительных гравитационных аномалий. Дискордантная по отношению к этому шву структура впадины Гурма в Мали соответствует также положительной аномалии силы тяжести, но последняя скорее связана с сокращением мощности земной коры в пределах впадины, что, в свою очередь, позволяет рассматривать эту впадину как позднекембрийский палеоавлакоген. Положительные аномалии, располагающиеся по простиранию глубинного шва, имеют ширину от 6 до 20 км и отражают наличие тел основных или ультраосновных пород, внедрившихся в земную кору вдоль шва, плоскость которого, очевидно, имеет восточное падение. Отклонения простирания шовной зоны от меридионального направления в районе впадины Гурма обусловлены местными подвижками жестких коровых блоков. В районе разлома 4°50' в. д. выявлены крупные субмеридиональные сдвиги (левосторонние, реже правосторонние) и серии сопряженных разломов второго порядка западно-западного и запад-северо-западного простирания, соответственно с право- и левосторонними смещениями. Предполагается существование меридионально вытянутых блоков, ограниченных сутурами — зонами сдвигов, возникшими в результате столкновения Западно- и Восточно-Африканского кратона. Широтное сжатие привело к общему левостороннему скольжению и растяжению континентальной коры на западе Восточно-Африканского кратона.

На стадии палеоавлакогена для щита Регибат характерно развитие разломов северо-восточного простирания, на западе щита восток-северо-восточного и широтного простирания. Эти разломы в какой-то степени наследуют веерообразное расположение нижнепротерозойских геосинклинальных комплексов Регибата.

В Северной Африке выделяется Средиземноморская серия разломов нижнепротерозойского заложения. Тектонические структуры и разломы молодого (фанерозойского) возраста, имеющие субширотное простирание, рассеяны системой субмеридиональных (поперечных) разломов Угартско-Ахаггарско-Красноморского направления, которые фиксируются гравиметрическими ступенями в 20—35 мГл и магнитометрическими данными.

Разлом Доринберг является глубинным тектоническим нарушением, протягивающимся с северо-запада на юго-восток на 480 км, почти параллельно современной западной береговой линии Африки и, наверное, совпадает с краевым разломом. Наиболее четко этот разлом выражен в районе Приска, где он разделяет сравнительно слабо метаморфизованные породы (на северо-востоке) и высоко метаморфизованные осадочные отложения и изверженные породы (на юго-западе), характеризующиеся различной геологической историей. Так, северо-восточная область (Капваальский кратон) не испытывала крупных тектонических изменений в последние 1500 млн. лет. Юго-западная область рассматривается как периферическая провинция древнего ядра, испытавшая более молодой орогенез и омоложение. Часть юго-западной области, не охваченную дамарским орогенезом (450—550 млн. лет), нередко объединяют с Зимбабвийско-Капваальским кратоном в более крупную структуру — кратон Калахари, — оставшуюся стабильной в течение последних 900—1200 млн. лет.

Разлом Доринберг — главная тектоническая структура северной части Капской провинции. На юго-западе он представляет собой правосторонний сдвиг. Северо-западная часть разлома является сколом первого порядка. Еще северо-западнее в синклинии Матсап он затухает. Разрезы более низких порядков, связанные со складчатой структурой в зоне разлома Доринберг, составляют только небольшую часть сдвиговых элементов. Вдоль этого разлома, еще сейсмически активного, в результате правостороннего сдвига были смещены сегменты мобильного пояса Намаква и Натал.

Рифейское время знаменует собой активизацию разломообразования на Африканском континенте. Особенно многочисленные разломы этого времени сформировались в результате процессов частичной деструкции континентальной коры при заложении и развитии палеоавлакогенов. Так, субширотные надвиги Западного Ахаггара (покров Тассенжанет, покровы строматолитовой серии), грабены, выполненные «пурпурной» серий Ахнет (Западный Ахаггар) и сериями Тиририн, Куэн и Прош-Тенере (Восточный Ахаггар) имеют вендский возраст. Переработка древнего кристаллического субстрата панафриканскими движениями не позволяет установить ограничения Западно-Ахаггарского палеоавлакогена и характер движений вдоль ограничивающих их разломов, поэтому палеоавлакоген выделяется достаточно условно по своеобразному набору формаций, включающему вулканогенные и интрузивные образования.

Рифейские разломы являются наиболее древней и глубинной системой разломов Аравийского щита. Разломы этой системы имеют преимущественно субмеридиональное простирание, картируются по выходам узких линейных тел серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород, дешифрируются на аэрофотоснимках и выражены в геофизических полях (200—500 гамм). Это разломы Хулайфа-Хамда, Бишах, Хафиян-Бидах (Эль-Акик), Васк, Рабих и Аль-Амар Идсас.

Наиболее крупным разломом, трассирующимся гипербазитовыми телами (гипербазитовый шов), является структурный шов Хулайфа-Хамда, прослеживающийся в субмеридиональном направлении через весь Аравийский щит на расстоянии свыше 1200 км. Разлом начинается на юге Саудовской Аравии, слегка дугообразно изгибается к востоку, затем сменяется к северу кулисообразно подставляющим его швом. Западнее этого разлома проходят параллельные ему, но меньшие по размеру разломы Бишах и Хафрийн-Бидах. Приблизительно на широте 21° разломы затухают или скрываются под покровами неоген-четвертичных базальтов. На этой же широте структурный шов Хулайфа-Хамда смещается по левостороннему сдвигу Надж к западу на расстояние до 240 км. Севернее структурный шов Хулайфа-Хамда представлен фрагментами гипербазитовых зон, ступенчато смещенных к западу по серии поперечных разломов системы Надж. Разлом затухает близ края выходов докембрия Аравийского щита в зоне развития полого залегающих кислых вулканитов орогенного этапа.

Разломы, заложившиеся в палеозое

Предполагается палеозойское заложение целого ряда крупных разломов, пересекающих северную и восточную части Сахарской и Аравийской плит и разделяющих их на крупные блоки. Разломы этой группы обособляют внешнюю мобильную часть Сахарской и Аравийской плит. Для них характерны преобладающие северо-восточные и северо-западные направления. Протяженность наиболее крупных разломов достигает 500—1500 км. Они проявлены в верхней части платформенного чехла широкими зонами сложных дислокаций приразломного характера, ширина которых часто достигает первых десятков километров. Время заложения разломов этой группы обосновывается приуроченностью к ним грабенов, в основании осадочного выполнения которых по геофизическим данным допускается развитие отложений нижнего палеозоя большой мощности.

Разломы этой группы обычно сопровождаются гравиметрическими ступенями. Примером может служить хорошо изученный на территории Сирии Южно-Пальмирский разлом глубокого заложения, ограничивающий с юга Пальмирский авлакоген и выраженный преимущественно в виде уступов вдоль юго-восточных подножий хребтов, представляющих собой отдельные антиклинальные складки. Плоскость разлома обычно вертикальна, либо слегка наклонена на юго-восток. Прослеживается он четко примерно на 500 км. Амплитуда смещения по нему в новейшее время достигает 1 км. Многочисленные оперяющие разрывы, сопровождающие главный разлом, значительно осложняют строение юго-восточных крыльев антиклиналей, образуя ряд блоков. Смещение по этим разломам не превышает обычно 30—50 м. По своему типу Южно-Пальмирский разлом относится к ранним этапам к сбросу, на завершающем этапе развития авлакогена — к взбросу.

Глубинными разломами, ограничивающими с юга Африканскую маргиналь, являются Южно-Антиатласский, Южно-Атласский (Сахарская флексура), Ахдарский. Внутри маргинальной области крупные тектонические элементы также разделяются Южно-Телльским и Северо-Атласским разломами глубокого заложения. Внутри миогеосинклинали Эр-Рифа и Телль-Атласа располагаются Внутренняя и Краевая Кордильеры, сформированные над Бибанским и Нумидийским разломами глубокого заложения. Они имеют субширотное простирание и рассечены системой субмеридиональных (поперечных) разломов. Внутри сетки главнейших разрывных нарушений выделяется система поверхностных разрывов, надвигов и шарьяжей дислокаций. Главная сетка разрывов предопределена вертикальными перемещениями крупных блоков зем-

ной коры, система поверхностных дислокаций — тангенциальными движениями, связанными с тектонической активностью геосинклинального обрамления Африканского континента и со срывами поверхностного чехла по гипсоносному триасу. Различным тектоническим зонам соответствует свой стиль разрывной тектоники: зоне внутренней миогеосинклинали — интенсивное развитие покровообразования с горизонтальным перемещением отдельных чешуй до 10—15 км, зоне внешней миогеосинклинали — покрово- и надвигообразование с перемещением чешуй до 3—5 км, а зоне платформенных структур периферических массивов (микроплит) и краевых авлакогенов — надвигообразование до 1 км. Глубинность заложения ограничительных разломов субширотного простираения определена разделением земной коры на ряд блоков, развившихся в значительной степени индивидуально на протяжении всего фанерозоя. По ним происходит ступенчатое изменение мощности земной коры от 40—55 км в краевых авлакогенах и краевых массивах до 40—30 км в миогеосинклиналиях, шитах и плитах, до 25—10 км в субкеанических впадинах. Южно-Антиатласский и Южно-Атласский глубокие швы обособлялись в момент формирования серии Адуду (венд). Южно-Телльский разлом уже существовал с конца верхнего протерозоя, разделяя области с ранне- и позднебайкальской складчатостью. На протяжении дальнейшей истории фанерозоя эти разломы продолжали проявляться в активной форме.

Разломы, заложившиеся в мезозое и кайнозое

На протяжении мезозоя вся территория Африки и Аравии была затронута активными тектоническими движениями. В это время на севере имеет место отчетливое обособление Альпийско-Гималайского пояса Тетис от Африкано-Аравийской платформы, отделяется краевой платформенный прогиб Атласской области, активизируются разломы Восточно-Африканской рифтовой системы и ограничительные разломы внутриплатформенных прогибов, формируется целый ряд линейментов мезозойского возраста.

Вдоль северного ограничения Африканского континента и Аравийского субконтинента прослеживается крупный тектонический шов, который трассируется выходами гипербазитов и других членов офиолитовой ассоциации на протяжении более 7000 км от Гибралтарского пролива до Омана. Эту важную тектоническую линию предлагается (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1979) называть Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом.

К югу от Гибралтаро-Оманского шва развиты платформенные области, включающие Сахарскую и Аравийскую плиты с эпиплатформенными областями Атласа, Киренаики и Леванта, а также миогеосинклинальные области Тель-Атласа и Внешнего Загроса. На протяжении всего доступного для изучения отрезка времени, по крайней мере, в рифее и фанерозое, здесь существовала кора континентального типа. К северу от Гибралтаро-Оманского шва располагался субкеанический пояс Тетис, в пределах которого формировались альпийские эвгеосинклинали, а сейчас продолжается развитие впадин с корой субкеанического типа.

По особенностям структуры Гибралтаро-Оманский шов отчетливо разделяется на периафриканскую (Гибралтаро-Сицилийский шов, Крито-Родосская дуга) и периаравийскую (Кипрско-Таврско-Загросско-Оманский шов) части в связи с тем, что на западе развиты только массивы ультрабазитов, а на востоке — офиолитовая ассоциация в полном наборе. Эти различия связываются с разными стадиями развития Альпийско-Гималайского пояса в его отдельных частях. В Средиземноморье, к северу от шва, и сейчас происходит преобразование коры с

формированием субокеанических впадин. В обрамлении Аравийского субконтинента близкие по характеру тектонические процессы, приведшие к возникновению эвгеосинклиналей с корой океанического типа, происходили в раннем мезозое.

В раннемезозойское время происходило грабенообразование в ряде районов самого Аравийского субконтинента. Непосредственно к северу и востоку от Аравийско-Нубийского щита во внутренних частях Аравийской плиты в виде протяженной полосы возникли крупные грабены (Хорфский, Убайльский, Шакарский, Хадрасский). Они выполнены триасово-юрскими отложениями мощностью до 2—3 км. При протяженности порядка 500 км ширина этих грабенов составляет 50—75 км. Они ограничены сбросами, которые нечетко выражены в современной структуре и слабо проявлены на местности из-за развития перекрывающих их более молодых отложений.

Многочисленные разломы, активно проявившиеся в кайнозойское время, широко развиты в краевых орогенных частях Африки и Аравии. Они, как правило, наследуют разломы более древнего заложения. К ним можно отнести разрывные нарушения Атласской области, разломы Западно-Аравийской рифтовой системы, разломы Красного моря, разломы Аденского рифта и многие другие.

Западно-Аравийская рифтовая система представляет собой северное окончание Восточно-Африканского рифтового пояса. Она выражена целым рядом крупных разломов, образующих в целом единую тектоническую линию, отдельные отрезки которой сочленены коленообразно. Рифтовые разломы определяют современную структуру территории, примыкающей к восточному побережью Средиземного моря, так как с ними связано формирование рифтовых впадин, полусводов и горст-антиклиналей на «плечах» рифта.

Основные рифтовые разломы отчетливо выражены в геофизических полях. Непосредственно к западу от рифтовой системы значительно увеличиваются значения поля силы тяжести, что связывается с изменением строения земной коры в сторону Левантийской впадины с корой субконтинентального типа. Небольшие рифтовые впадины (Эль-Габ и др.) выражены резкими отрицательными аномалиями поля силы тяжести, обусловленными большими мощностями осадочного выполнения. В магнитном поле четко вырисовываются поля базальтов неоген-четвертичного возраста, примыкающие к рифтовым разломам. При этом вблизи разломов поле становится наиболее резко дифференцированным, что можно объяснить концентрацией центров вулканических излияний. Рифтовые разломы эффективно выражены на космических снимках любого уровня генерации в виде очень четких линий.

Рифтовые разломы сопровождаются тектоническими уступами прямолинейной формы в плане. Плоскости смещения близки к вертикальным. Вдоль них проявлены зеркала скольжения, оперяющие трещины, зоны брекчированных пород. Амплитуда вертикальных смещений вдоль бортов рифтовых впадин достигает первых километров. В ряде случаев несомненно проявление деформаций сдвига, однако оценка величины смещений остается дискуссионной. Некоторые исследователи считают, что амплитуда сдвига за неоген-четвертичное время превышает в районе долины р. Иордан 100 км. Однако, по наблюдениям в Западной Сирии можно допустить проявление лишь умеренных сдвигов с амплитудами в несколько километров. Рифтовая система приурочена к древней тектонической линии, контролировавшей размещение фаций и мощностей отложенной мезозоя и палеогена. В связи с резким увеличением мощности осадочного чехла к западу от рифтовой системы здесь выделяется Восточно-Средиземноморский перикратонный прогиб.

Рифтовая зона Красного моря прослеживается в длину на расстояние свыше 2000 км при ширине от 150—200 км на севере до 300—

350 км на юге. В Красноморской рифтовой зоне выделяются: 1 — главная впадина, ограниченная краевыми разломами; 2 — главный трог, ограниченный изобатами 200 и 1000 м; 3 — осевой трог, отвечающий узкой глубоководной части Красного моря. Исследования последних лет показали, что в структурном плане Красноморского рифта, как и всей Северо-Восточной Африки, отчетливо проявлена система разломов СЗ-ЮВ, СВ-ЮЗ, С-Ю, В-З простираний. Однако разломы субмеридионального и северо-западного направлений являются доминирующими и определяют конфигурацию главных составных элементов рифта: осевого трога, главной впадины и ограничивающих ее краевых разломов и поднятий. Для всех этих элементов характерны линейность и параллельность в строении, что указывает на их генетическую общность.

Признание ведущей роли в строении рифта Красного моря разломов субмеридионального и северо-западного направлений объясняет природу поперечных изгибов рифта. Известно, что рифт Красного моря наиболее заметно трижды отклоняется от своего генерального северо-западного простирания; на широте 13°, 18° и 23° с. ш. по западному борту. Геоморфологически к этим участкам приурочены депрессионные впадины, глубоко вдающиеся и продолжающиеся вглубь континента речными долинами субмеридионального простирания.

Геолого-геофизические исследования в западном обрамлении Красного моря показывают, что изгибы рифта связаны с субмеридиональными разломами глубинного заложения и длительного развития, наиболее крупными из которых являются Данакильский, Браковский и Дибский.

Широкое развитие в структуре впадины Красного моря и обрамляющих ее поднятий сетки разломов ортогональной и диагональной систем и магмоконтролирующая роль их позволяет рассматривать эти разломы как проявление регматических напряжений, предшествовавших рифтогенезу. Рифты, как теперь хорошо показано для Красноморской и Байкальской рифтовых зон, в своем развитии использовали каркас этих разломов, приспособившись к ним. В случае Красноморского рифта, в котором преобладают субмеридиональные и северо-западные направления, рифт как бы «выкололся» по этим направлениям. Это обстоятельство важно иметь в виду при определении кинематики движений разломов рифта Красного моря.

Известно, что важнейшая роль в строении рифтовых зон принадлежит разломам, ограничивающим и обрамляющим осевые рифтовые грабены и разломы, которые, как правило, принадлежат к категории нормальных сбросов. Сбросы протяженностью в десятки и сотни километров кулисообразно подставляют друг друга, ветвятся и угасают. В кинематическом плане разломы рифтовых зон являются трещинами отрыва, нормальными сбросами, сдвигами, сочетающимися с раздвиговой компонентой (раздвиго-сдвиги). Рифтовые разломы активных кайнозойских рифтовых зон характеризуются высокой сейсмичностью, определяющей мелкофокусные землетрясения.

Суммарная амплитуда смещения по разломам рифтовых зон таких, например, как Красноморская, достигает 8—9 км, в рифтовых зонах юга Восточно-Африканского рифтового пояса она не превышает в среднем 3—4 км. Амплитуда раздвиги изменяется от первых км до 5—10 км в Кенийском рифте, примерно столько же в Афаре и до 30—50 км в рифте Красного моря. Сдвиговая компонента обычно исчисляется первыми километрами, но, вероятно, в Красноморском рифте она может достигать первых десятков километров. Континентальные рифты и связанные с ними разломы приспособивались и зависели от структурной анизотропии субстрата, в котором они развивались, а также неоднократно реактивизировались в течение нескольких тектоно-магматиче-

ских эпох. Так, грабены и сопряженные с ними разломы Руква-Ньясской и Южно-Танганьикской рифтовых зон развивались в течение карбурского (пермь-юра), мелового и неоген-четвертичного времени, сопровождаясь проявлениями щелочно-карбонатитового и щелочно-базальтоидного магматизма.

Среди многих особенностей разломов чрезвычайно важным является характер затухания разломов и связанных с ними грабенов по простиранию. Кое-где, как, например, на южном окончании Кенийского рифта, разломы, веерообразно расщепляясь, постоянно затухают, в других структурах они как бы полностью срезаются, утыкаясь в древние структурные швы (северное окончание Танганьикской зоны, разлом Асва). В наиболее распространенных случаях происходит кулисообразная подстановка одних разломов другими с большим или меньшим отклонением в простирании (рифты Танганьикский и Руква, Кенийский и Эфиопский, Альберт и Альберт-Нильский и др.).

В Африкано-Аравийском рифтовом поясе часто рифтовая структура в целом или отдельные ее разломы смещаются вправо или влево по простиранию. При наличии регматической сетки разломов, предшествующей по времени образования рифтогенному процессу, он использует первоначально субмеридиональные разломы, затем северо-восточные или северо-западные, реже субширотные разломы, отклоняясь от субмеридионального простирания. Далее рифт может вновь следовать субмеридиональному простиранию. Подобное сочленение рифтовых структур не исключает трансформной природы (в широком понимании) поперечных и диагональных разломов. Однако, пока нет фактических данных для однозначного отнесения этих разломов к типу трансформных. Зачастую мы все еще не можем установить их геодинамическую природу, а то обстоятельство, что рифтовые разломы в ряде случаев переходят через поперечные разломы, существенно не смещаясь ими, на наш взгляд, не позволяет отождествлять их с трансформными разломами срединно-океанических рифтов.

В таблице (см. приложение) приведена характеристика основных черт строения более чем 100 важнейших разломов.

КРАТКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛОМОВ

Сопоставление тектонического районирования Африки и Аравии (табл. 1) с выделенными разломами приводит к заключению о длительности и неравномерности развития земной коры в тектонически обособленных структурах — мегаблоках, геологически различимых уже на уровне становления первичной коры. В дальнейшем, на уровне заложения протогеосинклиналей, проявления кратонизации и формирования палеоавлакогенов структурно-геологические характеристики докембрийских комплексов обособленных мегаблоков становятся еще более контрастными.

Эти закономерности должны определенным образом сочетаться с минерагеническим наполнением формаций и наложенных разломных зон. Самый общий анализ докембрийской минерагении Африки и Аравии позволяет разделить известные эндогенные месторождения на приуроченные к тем или иным формациям внутри обособленных мегаблоков и на контролируемые разломами различных порядков.

Одна из наиболее четких закономерностей минерагении состоит в поясовом, линейном пространственном размещении месторождений полезных ископаемых в земной коре. И кроме случаев четкого формационного контроля (размещение осадочных, стратиформных, россыпных месторождений, кор выветривания и т. п.) обычно устанавливается контроль рудных месторождений разломными элементами различных порядков. Одновременно можно констатировать еще одну природную зако-

номерность: локализованное, концентрированное размещение рудных узлов, районов, месторождений-гигантов.

Обе принципиальные закономерности минерагении отчетливо проявляются при совместном рассмотрении Карты разломной тектоники Африки и Аравии и равномасштабной ей Карты полезных ископаемых Африки и Аравии. Понятно, что учитывается и огромный опыт изучения минерагении (и металлогении), подтверждающий неслучайную связь целого ряда месторождений различных полезных ископаемых с определенными возрастными и структурными подразделениями земной коры, с формациями осадочных, магматических и метаморфических горных пород, геологических тел, минеральных ассоциаций.

На карте разломов и в приложении индексами химических элементов и некоторых минералов* охарактеризована рудоносность ряда разломных структур.

Вырисовывается вполне определенно связь железорудных месторождений Северной Африки с комплексом разломов Гидимака (26), Агадиро-Гибралтарского (8), Регибат (20), Брак (23) и Западно-Аравийской системы (17). Данным комплексом разломов контролируются месторождения-гиганты Нимба, Джебель-Сфариат, Гара-Джебилет, Мешери-Абдельазиз, Брак, а также многочисленные мелкие объекты. Железо-марганцевые гиганты ЮАР (Сайшен, Гамагара) тяготеют к зоне разлома Калахари (81); уникальное марганцевое месторождение Нсута (Гана) приурочено к зоне пересечения разлома Сан-Паулу (52) и разлома 4°50' (29). Показательно обилие мелких месторождений марганца в материковой зоне Капской разломной системы (97).

Месторождения цветных металлов (свинец, цинк, медь, никель, кобальт, ртуть, сурьма) достаточно явно контролируются частными разломами, оперяющими региональные. Интересная меднорудная зона совпадает с грабенообразной структурой между Западно-Угартским (21) и Восточно-Угартским (22) разломами; медная минерализация этой структуры моложе марганцевой. Для Средиземноморской системы (9) характерны нарастание степени разломного контроля свинцово-цинковых месторождений с запада на восток и четкий контроль поперечными частными разломами руд ртути, сурьмы, стронция.

Неожиданным, но важным выводом оказалась крайне невысокая рудоносность космолинеаментов. Рудные месторождения тяготеют к сопряженным разломам более высоких порядков, оперяющим Нигерийский разлом (54) и линеамент Бенгази (33). Мелкие месторождения свинца, цинка, меди, асбеста, железа, титана, марганца, олова, бериллия, пьезокварца приурочены к разломам, оперяющим линеамент Краевой системы Аденского рифта (62). Протяженный линеамент совпадает с Системой Береговых разломов Восточной Африки (73); на его оси в Кении находится карбонатитовое месторождение Мрима (ниобий, редкие земли, тантал) и серия свинцово-цинковых месторождений Кинагони-Хилл. Если мысленно продолжить данный линеамент на континент, как зону разломов Дамараленд-Средняя Замбези-Луангва (85) и Макгадигади (82), то с линеаментом можно связать ряд карбонатитовых массивов Малави и Замбии и Оловянный пояс Чома. Линеаментам присуща и разделительная функция. Так, линеамент Южного Конго (74) отделяет кимберлитовые поля Анголы (щит Касаи) от рудных месторождений Ангольского блока и ограничивает промышленную минерализацию Медного пояса. Возможно, что линеамент Береговых разломов (73) ограничивает Медный пояс с юга. Трансваальский линеамент (90) отчетливо выражен орографически (береговые уступы Мозамбика, зона Лимпопо); им ограничены с севе-

* as — асбест, ba — барит, di — алмаз, fl — флюорит, g — гипс, ki — кианит, mg — магнетит, RM — редкие металлы, tk — тальк, TR — редкие земли.

ра меднорудный район устья р. Оранжевой, а на востоке — ареал брекчиевых трубок с богатой медной рудой (группа Мессина).

Минерагения разломных систем и отдельных разломов не может рассматриваться отдельно от минерагении межразломных блоков земной коры. Самый общий анализ Карты полезных ископаемых Африки и Аравии показывает высочайшую рудоносность выступов докембрийского фундамента, особенно Трансваальского, Зимбабве, Мадагаскарского, Ангольского, Намаква, Шайю, Гвинейского и др. Проще всего подобная закономерность выявляется в распределении крупнейших месторождений железистых кварцитов верхнего архея-нижнего протерозоя (Боми-Хиллс, Би-Маунтин, Нимба, Фалеме, Сайшен, Гамагара и многих других). Но размещение богатых железных руд в этих комплексах контролируется появлением процессов метаморфизма, тектонической блокировкой высоких порядков и, соответственно, разломными элементами. Таким образом, намечается временная связь типично стратиформных образований (толщи железистых кварцитов) с позднейшей активизацией.

Столь же определенно стратифицированы месторождения графита экинитовой формации Мадагаскара, хотя их формирование нельзя связывать только с метаморфизмом первично органогенных осадков; все больше данных в пользу эндогенной природы углерода (восстановление метана в зонах глубинных разломов). Наложённые процессы флогопитизации и уран-ториевой минерализации в гнейсах Транумару не исключают контролирующей роли субстрата.

Частные разломы, сопряженные с разломной Восточно-Мадагаскарской системой (96), контролируют размещение крупных месторождений графита (Таматаве, Брикавиль, Маровинтси, Анцирабе и др.), месторождений хромитов (Андриамена, Беманевика, Анказутаулана) и интрузивных массивов основного состава, по которым развиты никеленосные (с кобальтом) коры выветривания (Амбатуви, Аналамаи, Валузуру). Типичная для Мадагаскара пегматитовая минерализация контролируется частными разломами высоких порядков, но группировка пегматитовых полей и узлов свидетельствует в пользу локализирующей роли определенных блоков структуры острова. При этом наиболее пегматитоносными оказываются толщи системы Вухибури, но пегматитовые тела наложены, а минерализация в них, как правило, связана с процессами поздней активизации. Активизационные процессы в Мадагаскарском мегаблоке протекали периодически с докембрия и веществом воплощены как в редкометалльной тантал-литий-бериллиевой минерализации апогранитов Ампасиндава и Локобе, так и в современных литиевых гидротермах острова Нуси-Бе.

Сектор с уникальными флогопитовыми месторождениями Сакасуа, Бенату, Миари, Микобока и др., с гидротермальными ураноторианитовыми и пегматитовыми месторождениями (Мурафену, Бехара, Беллафа, Сахахара, Итакефа) ограничен разломами Западно-Мадагаскарской системы (95).

Формирование кианитовых и силлиманитовых сланцев ЮАР, Зимбабве, Мозамбика и других стран скорее всего обязано метаморфизму кор выветривания анортозитов, но тектонический контроль этих сланцев системами чешуйчатых надвигов несомненен.

Позднедокембрийские месторождения Медного пояса Заира и Замбии очень часто приводятся в качестве примера типичных стратиформных месторождений, хотя роль разломов в их формировании часто очевидна. Действительно, литологический контроль медно-кобальтового оруденения проявлен очень четко, но несомненно и то, что благоприятные породы «рудных серий» Роан и Кунделунгу развиты и вне пределов Медного пояса, что месторождения и рудные тела несоизме-

римы по параметрам и массам с вмещающими толщами, что процессы мобилизации, не говоря уже о седиментационных процессах, едва ли способны создать столь высокие концентрации рудного вещества многоэлементного состава, вплоть до промышленных концентраций урана. Странники стратиформного рудообразования не обращают внимания на то, что на руднике Рувэ минерализованы не столько сланцы Кунделунгу, сколько брекчированные породы, что месторождения Шитуру, Кимбве, Кансуки локализованы выше рудной серии, что оруденелые брекчии характерны для месторождений Ликази, Камбове, Лушия, Шангулове, Шинколове, что антиклиналь района Кипуши по всей длине пересечена брекчией шарьяжа, а руды месторождения (рудник Принц Леопольд) представляют собой сложную многоэтапную приразломную брекчию и тяготеют к зоне крутопадающего разлома.

Рационально исследовать влияние разломных факторов контроля богатых руд стратиформных месторождений, к которым подчас безоговорочно относят такие объекты, как Мансфельдские сланцы, Удокан, Джеккаган, а в Африке все месторождения Медного пояса Заира и Замбии, свинцово-цинковые руды Заира, Марокко и Алжира (Эль-Абед, Бу-Бекер, Туиссит, Уарсенис), стронциевые месторождения Бени-Мансур (Алжир), Эссель, Абу-Горбон (Египет). Карта разломной тектоники Африки и Аравии позволяет проследить пути подобного минерогенического разломного контроля.

В Танганьикском регионе рифтовые разломы Северо-Танганьикской системы (70), зоны Асва (71), Кенийской системы (72), Руква-Танганьикской системы (75), зоны Бубу (76), системы Пара-Усамбара (77) и системы Рухуху-Руфиджи (78) четко оконтуривают обособленный мегаблок Рифтовых долин. Рифты трансформируют активные границы мегаблока, а внутри него проявлены коровые частные разломы оз. Рудольфа, Упемба, Лванга, Рваху, Ятта, Тундура, линии Киву-Килиманджаро и др. Данная совокупность разломов формирует блоковую мозаику высоких порядков: ими ограничены блоки Степи Масаи, Джуба, Принга, Карагве, Торо, Банжоро, Карамоджа, Додома и более мелкие блоки Улугуру, Нгуру, Усамбара, Уфипа, Паре. Коровый характер таких внутримегаблоковых разломов подтверждается оконтуриванием частных блоков полями керамических и мусковитовых пегматитов (продукты кристаллизации коровых выплавов гранитного состава). Позднее активизация частных разломов приводит к появлению в пегматитовых телах наложенной редкометальной минерализации, как правило, не достигающей промышленного значения. С разломами глубинного заложения связываются процессы промышленной минерализации редкометального типа в пегматитовых полях Уганды, Бурунди, Руанды, Заира. Линия Рувензори — гора Кения может пониматься как продолжение широтного линеамента южного Сомали. Частные разломы северо-восточного направления, сопряженные с рифтовыми разломными системами, контролируют размещение карбонатитовых массивов Букусу, Сукулу, Тороро, Рури, Хома и кимберлитовых диатрем Мваманга, Мабуку, Мвадуи, Шиньянга. Оперяющими по отношению к рифтовым разломным системам являются и разломы, контролирующие размещение гидротермальных золоторудных месторождений Кении, Танзании, Уганды, Бурунди, Руанды, Заира. Медно-кобальтовое месторождение Килембе (Уганда) считается стратиформным, но приурочено к резко приподнятому блоку Рувензори в зоне Северо-Танганьикской разломной системы (70).

В обособленном мегаблоке Зимбабве уникальна рудолокализирующая структура Великой Дайки, дифференцированного комплекса пород, близкого к Бушвельдскому комплексу (нориты, дуниты, перидотиты, пироксениты). С Великой Дайкой, однако, связаны не только платина и хромиты, и не столько железо, титан, ванадий, сколько гидротермаль-

ные месторождения золота, медно-никелевых сульфидных руд и асбеста. Сингенетичные хромитовые месторождения (Белингве, Селукве, Камбрай, Рутала, Давид Майн, Род Африкан Хром, Хром Интерест Майн) распространены по всей длине Великой Дайки, составляя фон оруденения, а месторождения золота с сурьмой локализованы вдоль частных разломов, оперяющих Великую Дайку (Лонели, Буштик, Готик, Коннемара, Кем-Мотор, Дални и др.), примерно под углом 30—35° к ее оси. Подобный контроль характерен также для наложенных месторождений меди, никеля, редкометалльных пегматитов, карбонатитовых массивов и т. п. Показателен пример серий Сандавана, Мейфилд Фарм, Бикита — протяженный оперяющий разлом северо-восточного направления локализует уникальное месторождение Бикита (цезий, рубидий, литий, тантал, ниобий, бериллий) и золоторудные месторождения Пенхалонга, Розенда. Район Великой Дайки представляет собой сложный структурно-минерогенический комплекс, минерализация которого формировалась поэтапно с нижнего протерозоя, причем рудоконтролирующие разломы здесь связаны с составом рудовмещающих горных пород.

Особенной продуктивностью характеризуются сочетания разломных систем со складчатыми зонами раннего заложения. Так, в складчатой зоне Лимпопо и в зоне одноименного разлома (91) локализованы как угленосные грабены (месторождения Мамабуле, Ватерберг, Китченер, Малилонгве, Мкушве), так и оригинальные трубчатые медные месторождения группы Мессина. Частные разломы Мессина и Дове-Токве контролируют размещение брекчиевых трубок, имеющих 1000 м и более по падению при диаметре до 100 м. Основная масса рудных тел представлена брекчиями и микробрекчиями гранитов, гранулитов, гнейсов; материал цемента и прожилков интенсивно замещен агрегатом альбита, серицита, цоизита, кварца, гематита, халькозина, борнита и халькопирита. Характерна пространственная ассоциация брекчиевых трубок со щелочными базальтами, карбонатитовыми массивами и интрузивными массивами комплекса Нуанетси. Разлом Лимпопо трассируется также месторождениями барита, талька, асбеста, свинца, железа и марганца. Однако разлом Нуанетси (87) практически безруден, им только структурно ограничен с востока рудный район Мессина-Артонвилл. Южнее этот разлом сопрягается с разломом Лебомбо (92), служащим орографической и геологической границей Трансваальского мегаблока. Максимально рудносны разломы, оперяющие разлом Лебомбо. Это в первую очередь тектоническая линия Мерчисон, где расположены сурьмяной гигант Гравелот, золото-сурьмяные месторождения Мерчисон, Вейгал, Юнайтед-Джек, Мулати, крупнейшее в Африке поле мусковитовых пегматитов и гранит-пегматитов Ловвельд, уникальный карбонатитовый массив Палабора (медь, железо, уран, редкие земли, цирконий, апатит, флогопит, вермикулит). Южнее частных разломов с крупными месторождениями золота (группа Барбертон), крупнейшими асбестовыми месторождениями Хавлок и Мсаули, значительными месторождениями железистых кварцитов Нгвения и Спаго, находятся месторождения барита и магнезита.

Совпадение формационного и разломного контроля характерно для месторождений Амфиболитового пояса Намибии, где локализованы медно-цинковые месторождения Отжихейс, Онганжа, Матчлесс, Оамитес и др.

Более сложна минерогения уникального горнорудного района Дамараленд, связанная с разломами второго порядка северо-западного простирания. В его ядерной части расположены поля редкометалльных пегматитов Карибиб, Усакос, Саобисмунд, Донкерхук и др., в тыловой прибрежной части локализованы уникальные уранитовые гранит-пегматитовые месторождения Трекопье и Россинг. Северо-западный фланг района характеризуется высокой плотностью полей касситерито-

вых пегматитов и грейзеновых месторождений олова, которые связываются с разломом Намаква (83) и оперяющими его трещинами. Уранцезий-литий-тантал-оловянная минерализация довольно резко затухает к северо-востоку, сменяясь вдоль разлома Бранберг (80) и расположенных южнее крупных субпараллельных разломов, карбонатитовыми массивами с рудами железа, ниобия, редких земель, стронция, фосфора (Калькфельд, Ондуракорума, Осонгомбо и др.) и флюорита (Окорусу), а затем уникальными месторождениями группы Цумеб, Абенаб, Берг, Аукас, Комбат, Азиз), полиметаллические руды которых необычайно богаты ванадием и германием.

Далеко не осознано еще минерагеническое значение трансконтинентальных разломов, фрагменты которых изучены более или менее детально. Такова протяженная разломная система от Джибути на северо-востоке до Мосамедиша на юго-западе. На оси системы находятся дайковые поля Афара, карбонатиты и редкометалльные пегматиты Уганды, Заира, продуктивные кимберлиты Анголы-Касаи и многочисленные массивы карбонатитов и нефелиновых сиенитов Анголы. Только на территории Анголы в полосе шириной 20—85 км и длиной свыше 1200 км насчитывается свыше 600 кимберлитовых диатрем; с учетом района Бакванги в Заире длина полосы превышает 1600 км. Кимберлитовые трубки встречаются группами на пересечении восток-северо-восточных грабенов с разломами северо-западного направления. В пределах Ангольского мегаблока выделяется ряд районов развития кимберлитов: 1) северо-запад провинции Лунда; 2) район рек Кукумби, Кукуило, Куанго; 3) среднее течение р. Куанза; 4) верховья р. Ланга. Междувловое пространство практически лишено продуктивных кимберлитов. Важно отметить, что возраст кимберлитовых диатрем среднемировой, а вмещающие их структуры сформированы в докембрии.

Месторождения складчатых зон фанерозоя также контролируются комбинацией литологических формационных и тектонических факторов. В Алжирской складчатой зоне в современном срезе контактируют толщи фанерозоя и срединные массивы докембрия. Можно говорить о нарастании степени разломного контроля рудных тел свинцово-цинковых месторождений региона в направлении с запада на восток (соответственно затухают признаки стратиформности месторождений, особенно крупномасштабных). В этом же направлении свинцово-цинковые руды обогащаются цинковой составляющей, структуры в целом «специализируются» в отношении сурьмы и ртути, вплоть до появления самостоятельных крупных месторождений на востоке региона, в карстово-рельефном сегменте. Важна роль северо-западных разломов Средиземноморской системы (9), но нередко роль рудоконтролирующих играют разломы северо-восточного и широтного направлений. Сопряженные Южно-Атласский (6) и Южно-Антиатласский (7) разломы орографически и геологически отделяют регион от Африканской платформы.

Приведенные примеры конкретного регионального и локального контроля различных месторождений полезных ископаемых элементами разломных систем характеризуют особенности минерагении Африки и Аравии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе разломной тектоники Африки и Аравии главнейшие разломы кратона рассматривались на фоне тектонического развития кор различных типов: континентальной, переходной и океанической. В основу анализа была положена концепция конструктивно-деструктивного тектогенеза, отражающего сложный процесс формирования зрелой континентальной коры и дальнейшей ее эволюции.

Выполненный анализ позволяет сделать ряд выводов:

1. В тектонической хронологии Африки и Аравии могут быть выделены следующие этапы, с которыми связываются основные эпохи становления и развития разломов:

— этап становления протометаморфического слоя с последующей ранней гранитизацией в катархее-архее;

— этап деструкции протометаморфического слоя в раннем архее-позднем протерозое (формирование комплексов интракратонных протогеосинклиналей);

— этап развития зрелой континентальной коры в раннем архее-позднем протерозое (формирование комплексов кратонизации);

— этап частичной деструкции зрелой континентальной коры в позднем докембрии (формирование комплексов палеоавлакогенов);

— этап деструкции континентальной коры в краевой северо-западной части Африки и ее последующее становление в палеозое (формирование комплексов геосинклиналей);

— этап частичной деструкции континентальной коры в северо-западной части Африки и на севере Аравии в палеозое (формирование авлакогенов);

— этап деструкции континентальной коры в сопредельной части Альпийско-Гималайского пояса и ее последующее становление в мезозое и кайнозое (формирование комплексов эвгеосинклиналей);

— этап частичной деструкции континентальной коры в сопредельной части Альпийско-Гималайского пояса в мезозое и кайнозое (формирование комплексов миеосинклиналей);

— этап частичной деструкции континентальной коры в северо-западной и восточной Африке и на севере Аравии в мезозое и кайнозое (формирование комплексов авлакогенов и рифтов);

— этап становления структуры переходной коры, сформированной в результате деструкции континентальной коры в мезозое и кайнозое в Средиземном и Красном морях, Аденском заливе и сопредельных частях Атлантического и Индийского океанов (формирование кор субконтинентального и субокеанического типов);

— этап становления структуры океанической коры, сформировавшейся в мезозое и кайнозое.

2. Система разломов Африкано-Аравийского кратона определяет основные черты его тектонической структуры, подчеркивая ее глыбово-блоковую природу и ограничивая в пространстве главные тектонические элементы континента. В системе разломов намечается отчетливое преобладание крупнейших разломов диагональной и субмеридиональной ориентировки, образующих сетчатый структурный рисунок. Африкано-Аравийский кратон в целом также ограничен разломами: офиолитовым швом с севера и рифтогенными системами с запада и востока.

3. В общем структурном рисунке главнейших разломов и линейментов вполне определено выражено преобладание тектонических линий, ориентированных ортогонально и диагонально по отношению к оси вращения геоида. В этом можно усматривать влияние ротационных сил на формирование каркаса разломов. Вместе с тем, отдельные разломы имеют дугообразные очертания, намечая положение крупных структурных элементов округлой и овальной формы (впадины Таудени, Конго и др.). Вероятно, подобные формы отражают глубинную неоднородность коры и верхней мантии, являющуюся следствием первичного полициркульного структурного рисунка, образованного на ранней стадии формирования коры.

4. Территория Африки и Аравии испытала в докембрии чередование этапов растяжения и сжатия. В этапы растяжения формировались системы раздвигов и сбросов, связанные с образованием интракратонных протогеосинклиналей и палеоавлакогенов. В этапы сжатия про-

исходило замыкание этих структурных элементов с образованием взбросов, надвигов, шарьяжей и сдвигов. В фанерозое Африка и Аравия, за исключением отдельных ее окраин, представляли тектоническую глыбу, в пределах которой, по крайней мере в мезозое и кайнозое, преобладали условия растяжения, наиболее ярким проявлением которых явился Восточно-Африканский рифтовый пояс. Краевые части континента испытали сложную эволюцию с тектоническими процессами, близкими к рифтогенезу, приведшими к формированию океанических и субокеанических впадин.

5. Анализ современных данных по Африкано-Аравийскому рифтовому поясу, и прежде всего, его Красноморско-Аденской рифтовой зоне, позволяет считать, что:

— наиболее приемлемой моделью рифтогенеза является модель мантийного диапризма, объясняющая многие особенности строения рифтов: эволюцию вулканизма, мощность литосферы, геодинамическую обстановку растяжения и др. В зависимости от степени развития мантийного диапира выделяется эволюционный ряд рифтовых структур (от зарождающихся материковых к межконтинентальным и океаническим), отражающий различные стадии деструкции континентальной коры;

— эпиплатформенный рифтогенез структурно и исторически связан с предшествующей геологической историей. В структурном плане эта связь проявляется в зависимости рифтогенеза от простирающихся разрывных и складчатых структур, состава и степени «жесткости», т. е. анизотропии дорифтового субстрата. Более глубокая связь состоит в сходстве эндогенных режимов дорифтового и рифтового этапов и в унаследованном их развитии.

6. Анализ геологического строения и размещения на площади более 35 млн. кв. км в различных геоструктурных условиях более 5000 различных по генезису и морфологии месторождений и рудопроявлений семидесяти девяти видов полезных ископаемых позволил:

— выявить приуроченность большинства уникальных, крупных и части средних месторождений полезных ископаемых континента к выступам докембрийского фундамента и рассекающим его разломам первого и второго порядка. Это еще раз подчеркивает высочайшую рудоносность докембрия, структурный план которого во многом повторяется в тектонических сооружениях фанерозоя, а также генетическая и парагенетическая связь ее с разломами, большая часть которых отвечает границам обособленных мегаблоков фундамента континента;

— установить наследование многими молодыми разломами древних систем глубинных разломов, их периодическую активизацию и периодическое поступление рудного вещества из глубин планеты и, в связи с этим, повышенную рудоносность активизированных участков зрелой континентальной коры;

— выявить, что разломы с моноэлементными рудными характеристиками крайне редки, процессы рудогенеза телескопированы во времени, а рудоносные расплавы и растворы с различной глубиной формирования локализируются в близповерхностных горизонтах земной коры одного долгоживущего плана;

— отметить низкую рудоконтролирующую роль космолинеаментов, определить оптимальные условия их рудолокализации, которые связаны с местами пересечений линеаментов со сложно блокированными структурами, выведенными на уровень эрозии докембрийских и фанерозойских комплексов;

— впервые поставить задачу выявления скрытых разломов парагенетическими методами, позволяющими уточнить геолого-структурные схемы слабо изученных территорий;

— подтвердить, что с новейшей активностью разломов связаны формирование неотектонических структур и проявления сейсмичности.

Выявление основных этапов и направлений развития земной коры, систематизация и характеристика разломов и разломных систем, сопоставление минерагении и разломной тектоники позволяют перейти к металлогеническому районированию и к созданию в будущем металлогенической карты, но только комплексный подход к минерагеническому анализу (с обязательным использованием комплекта сопряженных карт — геологической, полезных ископаемых, разломной тектоники, структурно-формационной, кольцевых структур) даст возможность выявить глубинные закономерности размещения минерализации и построить металлогеническую карту Африкано-Аравийского кратона на современном уровне геологических знаний.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЛОУСОВ В. В., ГЕРАСИМОВСКИЙ В. И., ГОРЯЧЕВ А. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. I, II, III. М., Наука, 1974.
- Геологическая карта Африки масштаба 1 : 5 000 000. Гл. ред. В. А. Ярмолюк. ВНИИЗарубежгеология, М., 1979.
- Геологическая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. П. Марковский. М., 1975.
- ГОРШКОВ Г. П. О сейсмичности Африки. — Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 13, М., 1963.
- ДЕЛТЕЙЛ Ж. Р., ВАЛЕРИ П., МОНТАДЕР Л. и др. Континентальная окраина в северной части Гвинейского залива. — Сб.: Геология континентальных окраин, т. 1. Мир, 1978, с. 329—346.
- Карта полезных ископаемых Африки и Аравии масштаба 1 : 5 000 000. Гл. ред. В. А. Ярмолюк. ВНИИЗарубежгеология, М., 1980.
- КОСТЕНКО Н. П. Неотектоника Африки и ее связь с сейсмичностью. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. — Сб.: Сейсмические исследования, № 6, М., Наука, 1965, стр. 91—140.
- ЛОГАЧЕВ Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977.
- МИЛАНОВСКИЙ Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
- СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ Е. Д., КОЗЛОВ В. В. Основные черты тектоники и металлогении Гибралтаро-Оманского офиолитового шва. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1979, с. 15—24.
- СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ Е. Д., КОЗЛОВ В. В. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса. — Сб.: Тектоника Средиземноморского пояса, М., Наука, 1980.
- СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ Е. Д., РАЗВАЛЯЕВ А. В., ДАВИДЕНКО И. В. Металлогеническое значение главных разломов Африки и Аравии. — Изв. ВУЗов, Геология и разведка, № 3, 1982, с. 88—96.
- AICARD P. et al. Afrique Occidentale. Carte géologique des Républiques de Côte d'Ivoire, du Dahomey, de Guinée, de Haute-Volta, de Mali, de Mauritanie, du Niger, du Sénégal, du Togo, éch. 1 : 2 000 000. BRGM, 1962.
- AL-SANTI F. Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian Shield. Tectonophysics, 43, 1977.
- BAGARRE E., TAGINI B. Carte géologique de la Côte d'Ivoire, éch. 1 : 1 000 000. Direction des Mines et de la Géologie, Abidjan, 1965.
- BASSOT J.-P. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. — Mem. BRGM, 1966, N 40.
- BATES D. A. Geological map of the Gold Coast and Togoland under British trusteeship, scale 1 : 1 000 000. — Surv. Dep. Accra, 1955.
- BESAIRIE H. Carte géologique de Madagascar, éch. 1 : 2 000 000. Serv. géol. Madagascar, Tananarive, 1973.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY I., MONTADERAT L. Structure and evolution of the Mediterranean Basin. Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. Vol. 42, part 1, Washington, 1978.
- BLANCHOT A., DUMAS J. P., PAPON A. Carte géologique de la partie méridionale de l'Afrique de l'Ouest, éch. 1 : 2 000 000 BRGM, 1972.
- BLOOMFIELD K. Geological map of Malawi, scale 1 : 1 000 000, London, 1966.
- BROWN G. F. et al. Geological map of the Arabian Peninsula, scale 1 : 500 000, 1963.
- CAHEN L., LEPERSONNE J. Carte géologique du Congo Belge et du Rwanda-Urundi, 1 : 2 000 000, 1951.
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. Carte tectonique internationale de l'Afrique 1 : 5 000 000. UNESCO-ASGA, Paris, 1968.

COERTZE F., SCHIFANO G., VAN EEDEN O. Geological map of the Republic of South Africa and the Kingdoms of Lesotho and Swasiland, scale 1 : 1 000 000. Geol. Surv. S. Afr., Pretoria, 1970.

CRONBERG P., BANNERT D., SCHONFELD M. Surface structures of the Afar-Ethiopia and Adjacent Regions as mapped from ERTS-1 imagery in „Afar Depression of Ethiopia“. Ed. A. Pilger, A. Rosler, 1975.

DADET P. Carte géologique de la République du Congo, éch. 1 : 500 000. BRGM, 1966.

DADET P. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo Brazzaville au 1 : 500 000. Mem. BRGM, 1969, N 70.

DESSAUVAGIE T. Explanatory note to the geological map of Nigeria. — J. Mining and Geol., 1975, 9, N 1—2.

DELFOUR I L'orogène pan-africaine dans la partie nord du bouclier arabe (Royaume d'Arabie Saoudite). Bull. Soc. géol. France, t. XXI, N 4, 1979.

FAURE H. Carte géologique de reconnaissance du Niger oriental, éch. 1 : 1 000 000. 1962.

FURON R. Carte géologique de l'Afrique, éch. 1 : 5 000 000. — UNESCO-ASGA, 1958.

GERARD G. Carte géologique de l'Afrique Equatorial Française, éch. 1 : 2 000 000. Dir. Mines et Geol. de l'A. O. F., 1956.

GERARD G. Notice explicative de la carte géologique de l'Afrique Equatorial Française au 1 : 2 000 000, Paris, 1958.

GREENWOOD W. R., HADLEY D. G., ANDERSON R. E. et al. Late Proterozoic cratonization in south Western Saudi Arabia. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 280, 1976, p. 517—527.

HANCOCK P. L., KADHI A. Analysis of mesoscopic fractures in the central Arabian graben system. II. geol. Soc., London, vol. 135, 1978, p. 339—347.

HUDELEY H. Carte géologique de la République Gabonaise au 1 : 1 000 000 BRGM, 1966.

HUDELEY H., BELMONTE G. Notice explicative de la carte géologique de la République Gabonaise au 1 : 1 000 000. Mem. BRGM, 1970, N 72.

KAZMIN V. G. Geological map of Ethiopia, scale 1 : 2 000 000. Geol. Surv. Ethiop. Addis Ababa, 1972.

LEPERSONNE J. Carte géologique du Zaïre, éch. 1 : 2 000 000. — Dir. geol. Rep. Zaïre, 1974.

LOMBARD J., DUBERTRET L. Carte géologique de l'Afrique au 5 000 000-e. UNESCO-ASGA, 1963.

MARTIN H., VILLIERS J., WIID B. et al. Geological map of South West Africa. Pretoria, 1964.

MENCHIKOFF N. Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique, éch. 1 : 2 000 000. Paris, 1952 (2-ème ed. 1962).

MERLA G., ABBATE E., CANUTI P. et al. Geological map of Ethiopia and Somalia, scale 1 : 2 000 000. Italy, 1973.

OBERHOLZER W. F. Carta Geologica Portugal, provincia de Moçambique, escale 1 : 2 000 000, Lisboa, 1968.

PONIKAROV V. P. et al. Geological Map of Syria, scale 1 : 500 000. Moscow, 1964.

PURCEL P. G. The Marda Fault Zone, Ethiopia. Nature, v. 261, N 9361, 1976, p. 569—571.

RATSCHILLER L. Lithostratigraphy of the northern Spanish Sahara. — Univ. degil. studi Trieste, Inst. geologia, N 8, 1971.

TRUTER F., ROSSOUW P. Geological map of the Union of South Africa, scale 1 : 1 000 000. Pretoria, 1955.

WHITE R., LEO G. Preliminary geologic map of Western Liberia, plate I, scale 1 : 1 000 000. — U. S. Geol. Surv. Washington, 1970.

WILES J. W. Provisional geological map of Rhodesia, scale 1 : 1 000 000. — Rhodesia Geol. Surv., Salisbury, 1971.

КАТАЛОГ ГЛАВНЕЙ

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
1	Гибралтаро-Сицилийский шов	I	Верхняя мантия	Отделяет Алжиро-Прованскую глубокоководную впадину от Африканского кратона	4000	30—100	2—10	10	75—80
2	Крито-Родосская дуга	I	Верхняя мантия	Отделяет Левантйскую субконтинентальную плиту (северная часть Африканского кратона) от Эгейской глубокоководной впадины	1500	50—100	20—100	4—6	30—50
3	Кипрско-Таврско-Загросско-Оманский шов	I	Верхняя мантия	Отделяет Аравийский субконтинент Гондваны от Альпийско-Гималайского пояса	4000	50—150	30—100	6—12	30—80
4	Рифско-Тельская зона надвигов	II	Нижняя часть коры	Отделяет периферические массивы от миеогеосинклинали Эр-Рифа-Тель-Атласа	3000	20—100	15—25	10	20—80
5	Северо-Атласский	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение Берберского авлакогена	2500	5—15	1—2	2—8	70—85
6	Южно-Атласский	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение Берберского авлакогена	2500	5—20	1—2	2—6	70—85
7	Южно-Антиатласский	II	Нижняя часть коры	Отделяет краевое поднятие Анти-Атласа от Сахарской плиты	1200	5—10	1—2	1—8	70—85
8	Агадиро-Гибралтарский	II	Нижняя часть коры-верхняя мантия	Отделяет Западно-Африканский кратон от Аюнского прогиба	2800	5—100		2—6	70—85

ШИХ РАЗЛОМОВ

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенетические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Шовная зона, выраженная сбросами	Є	K, P N	Є, O, S, D, C, P, T, J	Средняя	Ультраосновные интрузии и протрузии (Є, K, P), граниты (N)	Андезит-базальт-риолитовая ассоциация (N)	Hg, Sb, Pb, Zn	fl. ba Fe, Mn
Островная дуга — глубоководный желоб, зона Вадати-Заварицкого-Беньофа	T	P ₃ , N	T, J, K	Высокая	Ультраосновные интрузии и протрузии (T-J-K) граниты (N)	Андезит-базальт-риолитовая ассоциация (N)		
Шовная зона выраженная шарьяжами, надвигами, взбросами, взбросо-сдвигами	T	P, N	T, J, K	Высокая	Ультраосновные интрузии и протрузии (T-J-K),	Нет	Cu, Cr, Mn	Ni, Fe
Шовная зона, выраженная шарьированными пластинами, надвигами, взбросами	PZ ₁	T, P, N, Q	PZ, T, J, K, P	Средняя	Нет	Нет	Pb, Zn, Hg, Sb	Cu, Fe
Сбросы, в последующем взбросы, надвиги	PZ ₁	T, P ₃ , N, Q	PZ, T, J, K, P	Низкая	Нет	Нет	Pb, Zn	Cu, Fe, Mn
Сбросы, в последующем взбросы, надвиги	PZ ₁	T, P ₃ , N, Q	PZ ₁ , T, J, K, P		Нет	Нет	Cu	Au, Pb, Zn, Sb, Ag
Сбросы, в последующем взбросы	R ₃	C, P, T, P, N, Q	R ₃ PZ, MZ, KZ	Низкая	Нет	Нет	Cu, Co, Ni	Be, Mn, Fe, Au, Pb, Zn
Сбросы	PZ ₁	C, P, K, N, Q	PZ, MZ, KZ	Высокая	Нет	Нет	Fe, Cu	W, Cr, Mn, Be, U. Au

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
9	Средиземноморская система	II	Нижняя часть коры	Выделяется на основании гравитационных ступеней	500	10—20		2—3	70—85
10	Сицилийско-Миссуратский	II	Нижняя часть коры	Крупная система грабенов в теле Сицилийского порога, уходящая в Ливию	1600	40—100	1—2	1—2	70—85
11	Ахдарский	II	Нижняя часть коры	Отделяет краевое поднятие Эль-Ахдар от Сахарской плиты	400	5—10	5—6	5	40—80
12	Северо-Синайский (северный)	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение Северо-Синайского авлакогена	700	до 1	1—2	6—7	75—85
13	Северо-Синайский (южный)	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение Северо-Синайского авлакогена	500	до 1	1—2	3—6	75—85
14	Левантийская система	II	Нижняя часть коры	Выделяется в нижней части коры на основании гравитационных ступеней	800	10—20		2—8	70—85
15	Северо-Пальмирский	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение Пальмирского авлакогена	500	до 1	1—2	6—8	75—85
16	Южно-Пальмирский	II	Верхняя мантия	Тектоническое ограничение Пальмирского авлакогена	500	до 1	1—2	7—10	75—85
17	Западно-Аравийская система	II	Верхняя мантия	Северное звено Восточно-Африканского рифтового пояса	1100	10—50	5—20 (100?)	2—5	75—85
18	Евфратский	II	Нижняя часть коры	Отделяет склон поднятия Рутба от Привфратского прогиба	1200	30—40	до 1	2—3	75—85
19	Западно-Загросский	II	Нижняя часть коры	Разделяет миогеосинклиналь Внешнего Загроса и Месопотамский краевой прогиб	1600	до 10	до 2	8—10	75—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минералогические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , R		Низкая	Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N)	Pb, Zn, Hg, Sb	Cu, Mn, Fe, Ba
Сбросы	N	N, Q	N, Q	Средняя	Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия		RM, Sn, U
Взбросы, надвиги	T	N, Q	MZ, KZ		Нет	Нет		
Сбросы, в последующем взбросы	Є-O?	P, N	C, P, T, J, K		Нет	Нет		
Сбросы, в последующем взбросы	Є-O?	P, N	C, P, T, J, K		Нет	Нет		
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , PR ₂ , N	PR ₁ , PR ₂	Высокая	Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)		
Сбросы, в последующем взбросы	Є	P ₃ , N	Є, O, S, D, C, P, T, J, K		Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)	P	
Сбросы, в последующем взбросы	Є	P ₃ , N	Є, O, S, D, C, P, T, J, K		Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)	S	
Сбросы, в последующем взбросы	J	P ₃ , N	J, K, P	Высокая	Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (J, N-O)	Fe, Cu	Pb
Сбросы	PZ	N ₁ , Q	T, J, K, P, N		Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)		
Сбросы, в последующем взбросы	Є	O, C, T, N	Є, O, C, P, T, J, K, P, N	Высокая	Нет	Нет		

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
20	Регибатский	II	Нижняя часть коры	Отделяет северную часть Западно-Африканского кратона от Сахарской плиты	2800	до 2		1—2	75—85
21	Западно-Угартский	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение авлакогена Угарта	1000	до 10	до 1	3—5	70—80
22	Восточно-Угартский	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение авлакогена Угарта	1000	до 10	до 1	3—4	70—85
23	Брак	II	Нижняя часть коры	Протяженный внутриплатформенный разлом	1500	до 2		1	70—85
24	Северо-Нефудский	II	Нижняя часть коры	Граница крупных тектонических блоков внутри Аравийской плиты	1500	до 25		2—3	75—85
25	Южно-Нефудский	II	Нижняя часть коры	Граница крупных тектонических блоков внутри Аравийской плиты	2000	до 25		2—3	75—85
26	Гидимака	II	Нижняя часть коры-верхняя мантия	Ограничительный разлом поднятия Гидимака	1800	до 150	5—100?	3—5	20—70
27	Нара	II	Нижняя часть коры	Отделяет Ахаггар от впадины Таудени	1200	до 10		3—4	70—85
28	Егаталис	II	Нижняя часть коры	Внутренний разлом Ахагарского щита	1200	до 5	до 2	8—10	70—85
29	Разлом 4° 50'	II	Нижняя часть коры	Внутренний разлом Ахагарского щита	2000	до 10	до 1	8—10	70—85
30	Разлом 7° 00'	II	Нижняя часть коры	Внутренний разлом Ахагарского щита	2000	до 10	до 1	2	70—85
31	Разлом 8° 30'	II	Нижняя часть коры	Отделяет с востока Ахагарский щит от впадин Мурзук и Чад	1800	до 10	до 1	4—5	70—80

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	PZ	C, P, N	PZ, MZ, KZ		Нет	Нет	Fe	Mn
Сбросы, в последующем взбросы	PR ₁	PR ₁ , P, N	PR ₁ , R, PZ, KZ		Нет	Нет	Mn, Cu	Pb, Zn
Сбросы, в последующем взбросы	R ₃	R ₃ , P, N	R ₃ , PZ, KZ		Нет	Нет	Mn, Cu	Pb, Zn
Сбросы	PZ	P, N	PZ, MZ, KZ		Нет	Нет	Fe	Mn
Сбросы	PZ	J, K	T, J, K		Нет	Нет		
Сбросы	PZ	J, K	T, J, K, P		Нет	Нет		
Шарьяжи, надвиги, взбросы	R	R, P	R, PZ		Нет	Нет	Fe, ba, Au, di	Cr, Mn, Cu, RM
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , P, P, N	PR ₁ , PZ		Нет	Нет		
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , V, N	PR		Интрузии основного (PR ₁) и ультраосновного (PZ) состава	Нет		
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , V	PR		Интрузии основного (PR ₁) и ультраосновного (PZ) состава	Щелочная оливин-базальтовая серия (Q)	Fe, Mn	Cr, Sn, W, Nb, Ta, Be
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , V, N	PR		Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (Q)	U, Au	Cu, Pb, Zn
Сбросы	AR ₂	AR ₂ , V, N			Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (Q)	U, Au, W, Be, Sn	Cr, Fe, Ta, Nb, Cu

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
32	Тибести	II	Нижняя часть коры	Рассекает щит Тибести	400	до 2	до 1	2—5	70—85
33	Бенгази	II	Нижняя часть коры	Крупнейший линеймент Африки	3000	до 2		1—2	70—85
34	Нильский	II	Нижняя часть коры-верхняя мантия	Северное продолжение рифтовых разломов Восточной Африки	2500	5—10		5	70—85
35	Диибский	II	Верхняя мантия	Контролирует субмеридиональное простирание рифтовой зоны	1000	10—15	5—10	2—3	70—85
36	Западно-Красноморский	II	Верхняя мантия	Ограничивает с запада Красноморский рифт	2000	1—3		6—8	70—85
37	Нугрус-Барамийский	I	Верхняя мантия	Разграничивает блоки с различным режимом развития	200	3—5	30—50	8—12	30—80
38	Центрально-Красноморский	I	Верхняя мантия	Трассирует центр деструкции континентальной коры	2000	30—50	50—60	1—2	70—85
39	Восточно-Красноморский	II	Верхняя мантия	С востока ограничивает Красноморский рифт	2000	1—3		6—8	70—85
40	Система Хулайфа-Хамда	II	Верхняя мантия	Граница верхнепротерозойских прогибов	1000	5—10	50—60	8—12	30—80
41	Система Надж	II	Верхняя мантия	Рассекает консолидированные позднепротерозойские и более древние блоки	1300	10—15	230	2—3	70—80

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенетические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	PR ₁ ^{III}	PR ₁ ^{III} , PZ, N	PR ₁ , PZ(?)		Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)		U, Sn, W
Сбросы	PR ₁	R	PR ₁ , R		Нет	Нет	U, Sn, W, Ta, Nb	Cu, RM, Au
Сбросы	PR ₂	PR ₂	KZ	Низкая	Щелочно-гранитоидная формация	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)		Fe, Mn, Au
Сбросы-сдвиги	R ₃	R ₃ , PZ, MZ	V		Щелочно-гранитоидные и щелочно-карбонатитовые комплексы (V-PZ ₁)	Трахитовые и толеитовые базальты (MZ, KZ)	Fe, Ta, Nb	Ap, Mn
Сбросы	R ₃	N-Q	N-Q	Высокая	Нет	Толеитовые базальты (N ₁)	Pb, Zn, Cu, Mn	Fe
Надвиги, сдвиги	R ₁ (?)	R ₃ , PZ	R ₁₋₂		Интрузии ультраосновных пород (R) и щелочных гранитов (PZ)	Нет	Cr, Fe, Ti, V, Sn, W, Au, Ta, Nb	Mn, Cu
Сдвиги, раздвиги и сбросо-сдвиги, ограниченные разломами осевого грабена	R ₃	N-Q	N-Q	Высокая	Нет	Толеитовые базальты (N ₂ -Q)	Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ag	Au, Hg
Сбросы	R ₃	N-Q	N-Q	Высокая	Интрузии расчлененных габбро (N ₁)	Щелочная оливин-базальтовая серия (Q)	Pb, Zn, Cu, Mn	
Взбросо-надвиги, сдвиги	R ₁ (?)	R ₃ , PZ	R ₁₋₂		Интрузии ультраосновного состава (R ₁)	Нет	Fe, Ti, V, Cr, Cu	
Левосторонние сбросо-сдвиги	R ₃	V, PZ ₁	R ₃		Интрузии щелочных гранитов, сиенитов, дайки дацитов и риолитов (V-PZ ₁)	Риолиты, андезиты (V)	Pb, Zn, Au, Ag	

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
42	Хадрасский	II	Нижняя часть коры	Определяет положение внутриплатформенных грабенов	500	до 100	до 1	1—2	70—80
43	Шакрасский-Эль-Риядский	II	Нижняя часть коры	Определяет положение внутриплатформенных грабенов	1600	100—150	до 1	1—3	60—70
44	Сулеймано-Хорфский	II	Нижняя часть коры	Определяет положение внутриплатформенных грабенов	800	до 75	до 1	1—2	70—80
45	Убайльский	II	Нижняя часть коры	Определяет положение внутриплатформенных грабенов	500	до 150	до 1	1—2	70—80
46	Руб-Эль-Халийский	II	Нижняя часть коры	Трассирует осевую часть впадины Руб-Эль-Хали	750	до 10	до 100	6—8	75—85
47	Южно-Оманский	II	Верхняя мантия	Разделяет поднятие Оманских гор и Предоманский краевой прогиб	700	10	до 10	6—8	60—80
48	Джибутский	II	Нижняя часть коры	Определяет положение внутриплатформенных грабенов	1500	до 5	до 10	6—10	70—80
49	Кениеба	II	Нижняя часть коры	Ограничительный разлом впадины Таудени	1600	до 10		1—2	70—85
50	Либерийский	II	Нижняя часть коры	Внутренний разлом Гвинейского щита	800	до 15		2—3	70—85
51	Гвинейский	II	Нижняя часть коры	Внутренний разлом Гвинейского щита	1200	до 10		4	70—85
52	Сан-Паулу	II	Нижняя часть коры	Предполагается трансформная природа	более 1600	до 15		1—2	70—85
53	Романш	II	Нижняя часть коры	Предполагается трансформная природа	более 1600	до 15		3	70—85
54	Нигерийский	II	Нижняя часть коры	Разлом глубинного заложения	1800	до 10		2—3	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	T, J	K	J, K		Нет	Нет		
Сбросы	Є	T, P, N	P, T, J, K, P, N		Нет	Нет		
Сбросы	T, J	K	J, K, P		Нет	Нет		
Сбросы	T, J	K, P	J, K, P		Нет	Нет		
Сбросо-сдвиги	R	P, N	T, J, K, P		Нет	Нет		
Шарьяжи, осложненные сбросами и взбросами	T	P ₃ , N	K, P		Нет	Нет		
Сбросо-сдвиги	P ₃	N, Q	N, Q		Нет	Нет		
Сбросы	PR ₁	PR ₁ ?, MZ	PR, PZ, MZ, KZ		Основные и ультраосновные интрузии (PZ)	Нет	Al	
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , R	PR		Нет	Нет	Fe	
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , MZ	PR ₁ , PZ, MZ		Интрузии основного состава (PZ)	Нет		Mn, W, Au
Сбросы	PZ	KZ	PZ, MZ, KZ		Интрузии основного состава (PZ)	Толейтовые базальты (N-Q)		
Сбросы	MZ	KZ	MZ, KZ		Нет	Толейтовые базальты (N-Q)		
Сбросы	MZ	KZ	MZ, KZ		Нет	Нет	Fe, Mn, P	Au, Li, Sn

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
55	Шарко-Бенуэ	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение авлакогена Бенуэ	более 2000	до 10		4	70—85
56	Бенуэ-Южный	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение авлакогена Бенуэ	1600	до 5		3—4	70—85
57	Чадско-Египетский	II	Нижняя часть коры	Крупнейший линеймент Африки	3200	до 2		2—3	70—80
58	Красноморско-Суданский	II	Верхняя часть коры	Крупнейший магмаконтролирующий линеймент	2000	до 5		1—2	70—85
59	Судано-Эфиопский	II	Верхняя мантия	Шовная структура, трассирующая одну из ветвей Красноморского пояса	до 400	10—15		3—8	70—85
60	Система Эфиопского рифта	II	Верхняя мантия	Грабенообразные структуры, ограниченные разломами	800	10—15		3—5	70—85
61	Система Вонж	II	Верхняя мантия	Ось деструкции континентальной коры Эфиопского рифта	600	до 20		1—2	70—85
62	Краевая система Аденского рифта	II	Верхняя мантия	Ограничивает Аденский рифт	до 1500	3—5		6—8	70—85
63	Центральноаденский	I	Верхняя мантия	Ограничивает осевой рифт срединно-океанического хребта Шеба	до 1500	10—20		2—3	70—85
64	Огаденский	II	Нижняя часть коры	Граница впадины Марехан и докембрийского Эфиопского блока	1000	10—15		6—8	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенетические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидации-национального развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	K ₁	K ₁ , P, N	K ₁ , P, N		Интрузии основного состава (MZ)	Базальты щелочной оливин-базальтовой серии (Q), толеитовые базальты (Q)	Al, W, Au	Sn, Cu, Pt, Ti, tk
Сбросы	AR ₂	AR ₂ , PR, MZ	AR ₂ , PR, MZ		Интрузии щелочных гранитов (MZ)	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)		
Сбросы	MZ	MZ, KZ	MZ, KZ		Нет	Нет	Ta, Nb, Be, Sn, Au, TR	RM, Pb, Zn, as
Сбросы	AR ₂	R, V, PZ ₁ , KZ	R, PZ ₁		Интрузии щелочных гранитов (R ₃ -PZ ₁)	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)	Au	Be, Mn, Fe
Сбросы	PR ₁ (?)	R ₁₋₂ , PZ	R ₁₋₂		Интрузии основных и ультраосновных пород (R)	Нет	Pt, Au, Cr, as	Fe, Mo
Сбросы	R ₃	N-Q	N-Q	Высокая	Нет	Дифференциаты щелочной оливин-базальтовой серии	S	Au, Cu, Pb
Сбросы	N ₂	Q	Q	Высокая	Нет	Базальт-фонолит-риолитовая ассоциация (Q)		
Сбросы	J	N-Q	J, K, P, N, Q	Высокая	Нет	Толеитовые базальты (Q)		
Сбросо-раздвижки	N ₁	N ₁ ³ , Q		Высокая	Нет	Толеитовые базальты (Q)	Fe, Mn	Pb, Zn, Cu
Сбросы	P	T, J			Нет	Нет		

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
65	Марда	II	Верхняя мантия	Юго-восточное продолжение разломов Красного моря	900	до 80		2	70—85
66	Оуэн	II	Верхняя мантия	Трансформный разлом, ограничивающий океаническое горстоглыбовое поднятие	2000	до 50		2—3	70—85
67	Северного Конго	II	Нижняя часть коры	Северное ограничение впадины Конго	1600	до 1		1—2	70—85
68	Камерунский	II	Нижняя часть коры	Транзитный разлом, переходящий из акватории Атлантического океана	более 1000	до 10		2—3	70—85
69	Конго	II	Нижняя часть коры	Формирует крутой континентальный склон	1200	до 5		2—6	70—85
70	Северо-Танганьикская система	II	Верхняя мантия	Ограничивает и трассирует рифты Киву, Эдуард, Альберт	800	50—80		3—4	70—85
71	Зона Асва	II	Верхняя мантия	Крупная шовная зона, разграничивает докембрийские блоки и ограничивает северное продолжение рифта Эдуард	500	6—7		1—2	70—85
72	Кенийская система	II	Верхняя мантия	Ограничивает и трассирует Кенийский рифт и контролирует вулканизм	1200	50—100		3—4	70—85
73	Система Береговых разломов	II	Нижняя часть коры	Граница континент-океан является СВ продолжением транс-африканского линеймента	1700	5—10		5—6	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидации-развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросо-сдвиги	R ₃	J, K, N, Q	J, K		Нет	Щелочные оливиновые базальты (N)		
Сбросо-сдвиги	MZ	MZ, KZ	Высокая	Ультрабазиты (MZ)	Толентовые базальты (N-Q)			
Сбросы	AR ₂	PR		Нет	Нет	Au, Cu, Al	Ti, Fe, Sn	
Сбросы	MZ	MZ	Низкая	Интрузии щелочных гранитов (MZ)	Щелочная оливин-базальтовая серия (N-Q)	Fe	Ti	
Сбросы	K	KZ	Низкая	Нет	Нет	P	g	
Сбросы	P ₂₋₃	N, Q	Высокая	Щелочно-карбонатитовые комплексы (R ₃ , P, K, P)	Щелочные оливиновые базальты (K) и натровые щелочные базальты (P, N, Q)	RM, Sn, W, Nb, TR	Au, Bi, Fe, Cu	
Сбросо-сдвиги	R ₃	R ₃		Нет	Нет	Nb, Au	Be, as, tk	
Сбросы	N ₁	N ₁ , Q	Высокая	Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия. Щелочные базальты, карбонатиты (N-Q)	Nb, fl	Mn, Au, mg	
Сбросы	PZ ₃	PZ, J, N, Q		Щелочно-карбонатитовые комплексы (KZ)	Нет	TR, Nb, Ta, Sn, Ti, Pb, Zn	Cu, Au	

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
74	Южного Конго	II	Верхняя мантия	Разграничивает мегаблоки с различной металлогенной	1500	3—5		1—2	70—85
75	Руква-Танганьикская система	II	Верхняя мантия	Ограничивает и трассирует одноименный рифт	700	50—100		2—3	70—85
76	Зона Бубу	II	Верхняя мантия	Граница Мозамбикского пояса и Танганьикского кратона	400	20—30		2—3	70—85
77	Система Паре-Усамбара	II	Нижняя часть коры	Грабены каррусского времени, активизированные в N-Q	500	до 30		2—2,5	70—85
78	Система Рухуху-Руфиджи	II	Нижняя часть коры	Каррусские грабены, активизированные в N-Q, часть трансфриканского линеймента	800	15—20		1—2	70—85
79	Восточно-Мозамбикский	II	Верхняя мантия	Отделяет Мозамбикский массив от Коморской и Сомалийской котловин	1000	3—5		3—4	70—85
80	Бранберг	II	Нижняя часть коры	Переходит из Атлантического океана на Ангольский щит	1600	до 5		2	70—85
81	Калахари	II	Нижняя часть коры-верхняя мантия	Глубинный разлом	1600	до 20		3—4	70—85
82	Макгадигадиги	II	Нижняя часть коры-верхняя мантия	Пограничная структура между впадинами Окованго и Калахари	2000	до 20		2—3	70—85
83	Намаква	II	Нижняя часть коры	Разделяет щиты Намаква и Бушменский	1700	до 10		2	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Космолинемент	MZ	MZ, KZ			Нет	Нет	Mn, di	Cu, U, Ag, tk
Сбросы	AR ₂	R, PZ ₃ , MZ, N, Q	PZ ₃ , MZ, N, Q		Щелочно-карбонатитовые комплексы (R, MZ) интрузии основного состава (R)	Базальт-трахит-фонолитовая ассоциация (N-Q)	Nb, TR, Au	Fe, Mn, Cu, Pb, Ni
Сбросы	R	R			Нет	Нет	TR	RM, Au, mg, tk
Сбросы	PZ ₃	PZ ₃ , T, J, N, Q		Высокая	Нет	Нет		
Сбросы	PZ ₃	PZ ₃ , T, J, N, Q		Высокая	Нет	Нет		
Сбросы	PZ ₃	PZ ₃ , MZ, KZ		Высокая	Нет	Толит-базальтовый (Карру) и щелочно-базальтовый (K)		
Сбросы	R	MZ, KZ	R, MZ		Щелочно-карбонатитовые комплексы (MZ)	Щелочно-оливин-базальтовая серия (K)	Sn, W, RM, Pb, Zn, Cu, V	Fe, Au, Mn
Сбросы	AR ₁	AR ₂ , PR, MZ	PR, PZ(?) MZ	Средняя	Нет	Нет	Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, di	Au, U, ki
Сбросы	AR ₁	AR ₂ , PR ₁ , MZ	AR, PR, PZ(?), MZ		Щелочно-карбонатитовые комплексы (MZ)	Нет		
Сбросы	PR ₁	PR ₁ , V, MZ	PR ₁ , PZ, MZ		Нет		U, RM, Sn, W, Cu, Ti, TR	Pb, Zn

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
84	Дамарский	II	Нижняя часть коры	Переходит с океана на континент	2000	до 5		4	70—85
85	Зона Дамараленда-средней Замбези-Луангва	II	Верхняя мантия	Крупный магма-контролирующий линеймент (линеймент Бейли)	2000	10—15		5	70—85
86	Великая Дайка	II	Верхняя мантия	Трассирует глубинный разлом Родезийского щита	500	5—8		1—2	80—90
87	Нуанетси	II	Верхняя мантия	Ограничивает с юга Родезийский кратон	350	30—50	1	4—5	70—85
88	Руква-Ньясская система	II	Верхняя мантия	Ограничивает и трассирует рифт Руква-Ньяса	750	50—75		2—4	70—85
89	Лурио	II	Верхняя мантия	Крупная зона расщепления и троговых структур	400	30—50		3—4	70—85
90	Трансваальский	II	Верхняя мантия	Северо-западная граница Трансваальского массива	1200	20—30		3—4	70—85
91	Лимпопо	II	Верхняя мантия	Глубинный разлом, ограничивающий Родезийский кратон с юга	400	30—50		2—3	70—85
92	Лебомбо	II	Верхняя мантия	Ограничивает с востока Трансваальский массив	700	20—30		2—3	70—80
93	Маника	II	Верхняя мантия	Восточное ограничение Родезийского кратона	400	10—20		1—2	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенетические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидации и развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросы	AR ₁	AR ₂ , R, MZ	AR, PR, PZ (?), MZ, KZ	Высокая	Щелочно-карбонатитовые комплексы (MZ)	Долериты Карру (MZ)	Cu, Au, Sn	Fe, Mn
Сбросы, сдвиги	AR ₁	AR ₁ , PZ ₃	PR, MZ		Щелочно-карбонатитовые комплексы (MZ)	Долериты Карру (MZ)	RM, TR, Sn, Fe, Bi, W	Ni, Cu, Au, fl
Раздвиги	AR ₂	AR ₂			Дифференцированные габбро-пироксенит-гарцбургитовый комплекс (2550 млн. л.)	Нет	Cr, Pt, Ni, Cu, Au, as	Be, Sb, Hg, Fe, ki
Сбросо-сдвиги	AR	MZ, KZ		Высокая	Нет	Оливиновые базальты, рнолиты, нефелиниты Карру (MZ)		Fe, Cu
Сбросы	PR ₂	R, PZ ₃ , N, Q	MZ	Высокая	Щелочно-карбонатитовые комплексы (R, PZ, MZ)	Базальт-трахит-фнолитовая серия (N ₂ -Q)	Nb, TR, fl	Co, as
Сбросы, зоны расланцевания	AR ₂	AR ₂			Нет	Нет	Fe, Cu, Be!	Au, W
Сбросы	AR ₁	AR ₁ , PZ ₃	PR ₁ , MZ		Интрузии основного состава (R)	Долериты Карру (MZ)	RM, Cu, Pb, di	Fe, Mn, Zn, W, as
Сбросы	AR ₁	AR ₁	PR		Нет	Долериты Карру (MZ)	Cu, Mn	Fe, W, Ni, tk, ba
Флексура	AR ₁	AR ₁	PR, MZ, KZ		Нет	Долериты и щелочные оливиновые базальты (MZ)		
Сбросы	AR ₁	AR ₁ , PZ ₃	PR ₁ , MZ		Щелочно-карбонатитовые комплексы (MZ)	Щелочные оливин-базальтовая и базальтоидная серии (MZ)	Sn, fl	TR

№ разлома на карте	Название разломов, зон и систем разломов	Категория разломов	Максимальная глубина заложения	Геотектоническая роль	Размеры, км		Амплитуда перемещения, км		Угол падения (градусы)
					длина	ширина	горизонтального	вертикального	
94	Жуан-ди-Нова	II	Верхняя мантия	Отделяет Мозамбикскую котловину от Каморской	700	5—8		1—2	70—85
95	Западно-Мадагаскарская система	II	Верхняя мантия	Разделяет грабенообразный Мозамбикский прогиб и микроконтинент Мадагаскар	1000	5—10		3—5	70—85
96	Восточно-Мадагаскарская система	II	Верхняя мантия	Восточное структурное ограничение Мадагаскарского микроконтинента	1500	до 10		3—4	70—85
97	Западно-Капский	II	Нижняя часть коры	Ограничивает с востока Капскую котловину	1000	до 3		1—2	70—85
98	Капская система	II	Нижняя часть	Формирует Капскую складчатую область	800	до 5		2—6	70—85
99	Агульянс-западный	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение структуры Агульянс	более 1300	до 2		1—2	70—85
100	Агульянс-восточный	II	Нижняя часть коры	Тектоническое ограничение структуры Агульянс	1200	до 2		1—2	70—85
101	Доринберг	II	Нижняя часть коры	Прослеживается отдельными отрезками от центральной части впадины Карру до Гвинейской впадины	3600	до 20		3—5	70—85

Морфокинематическая характеристика	Возрастная характеристика			Сейсмичность	Магматизм		Минерогенические компоненты	
	время заложения	главные эпохи движения	эпохи консолидационного развития		интрузивный	эффузивный	главные	второстепенные
Сбросо-сдвиги	PZ ₃	PZ ₃ , MZ, KZ			Нет	Толитовые базальты (Q)		
Сбросы	PZ ₃	PZ ₃ , MZ, KZ			Интрузии щелочного и основного состава (MZ)	Щелочная оливин-базальтовая серия (MZ)	U, Th, Sn, Be	Cu, Au, g, as
Сбросы	PZ ₃	PZ ₃ , MZ, KZ			Нет	Щелочная оливин-базальтовая серия (MZ)	Ti, Al, Ni, g	Au
Сбросы	KZ	KZ			Нет	Толитовая серия (Q)	Mn, P	Sn
Сбросы	R	PZ ₃ , T, N	PZ		Нет	Нет		Au, U, Cu, Pb
Сбросы	MZ	KZ	MZ, KZ		Нет	Толитовая серия (Q)	P	Cu, Pb, ba
Сбросы	MZ	KZ	MZ, KZ		Нет	Нет		
Сбросы	MZ	MZ			Щелочно-карбонатитовые комплексы (R, MZ)	Долериты Карру (MZ)	RM, TR, W, Sn, Cu, Pb, Zn, fl	Fe

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ И ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ КАРТОГРАФИЧЕСКИ- МИ МАТЕРИАЛАМИ	6
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АФРИКИ И АРАВИИ	9
Протометаморфический слой	10
Интракратонные протогеосинклинали	16
Комплексы кратонизации	20
Палеоавлакогены	22
Структуры маргинали	26
Платформенные чехлы	26
РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА АФРИКИ И АРАВИИ	27
Разломы, заложившиеся в архее	28
Разломы, заложившиеся в протерозое	29
Разломы, заложившиеся в палеозое	31
Разломы, заложившиеся в мезозое и кайнозое	32
КРАТКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛОМОВ	35
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	40
ЛИТЕРАТУРА	44
Приложение. Каталог разломов Африки и Аравии	46

РАЗЛОМЫ АФРИКИ И АРАВИИ
Объяснительная записка
к карте разломной тектоники Африки и Аравии
масштаба 1 : 5 000 000

Научный редактор В. А. Ярмолюк

Издательский редактор Я. Е. Арш

Подписано в печать 12/IX — 1983. Л-87899. Формат 70×108/16. Объем 7,1 уч.-изд. л.
Тираж 700 экз. Заказ № 893. Цена 60 коп.

ВНИИзарубежгеология. Москва, ул. Димитрова, 7
Картфабрика ВСЕГЕИ. Ленинград, Средний проспект, 72