

УДК 550.42

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И МАГМАТИЗМ ЕВРО-АФРИКАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ И ГЕОДИНАМИКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2004 г. В. В. Ярмолук, академик О. А. Богатииков, академик В. И. Коваленко

Поступило 19.11.2003 г.

На протяжении позднего кайнозоя значительные пространства Африки и Западной Европы, разделенные Средиземноморской областью развития океанической и субокеанической литосферы, были охвачены процессами эндогенной, в том числе вулканической, активности. Эти процессы, с одной стороны, контролировались механизмами коллизии между Африканской и Евро-Азиатской литосферными плитами, с другой – имели очевидную внутриплитную природу. Результатом коллизионных процессов стали структуры Альпийского складчатого пояса и согласные с этими структурами линейные вулканические ареалы, в составе которых доминируют андезиты, дациты и риолиты [1, 2]. Этот вулканизм, отвечающий островодужной (вулканические цепи Липарских и Эгейских островов) или орогенной (вулканические ареалы Карпат, Центральной Анатолии, Центрального Ирана и др.) стадиям развития складчатой области, в большинстве районов начался еще в эоцене [1].

Внутриплитная активность привела к образованию многочисленных грабенов, сводовых поднятий и связанных с ними вулканических областей, сложенных главным образом породами повышенной щелочности и щелочными [2, 3]. В ряде их вулканическая деятельность началась еще в олигоцене, однако расцвет внутриплитного вулканизма повсеместно пришелся на миоцен и эта активность сохраняется вплоть до голоцена. Проблема практически одновременной вспышки внутриплитной активности на огромных пространствах Европы и Африки является одной из наиболее интригующих для указанного сегмента Земли. В данном сообщении развивается идея о том, что эти проявления внутриплитной активности в основном контролировались двумя крупными трансконтинентальными структурами (рифтовыми поясами), возникшими в ре-

зультате позднекайнозойской активизации Афро-Атлантического горячего поля мантии или суперплюма [4]. Эти структуры представляют собой пояса сводов, грабенов и вулканических полей (рис. 1) и прослеживаются с одного континента на другой, пересекая Средиземноморский бассейн и складчатые образования Тетического пояса.

Один из них, выделенный еще в 60–70-х годах XX в. [6, 7], рассматривается здесь как Центрально-Африканский–Центрально-Европейский (ЦАЦЕ) рифтовый пояс. Он имеет протяженность более 5500 км и прослеживается от Гвинейского залива до северного побережья Европы и далее в пределы Северного моря. В южной своей части пояс трансформируется позднекайнозойскими вулканическими грабена Бенуэ и Камерунской вулканической гряды. В районе оз. Чад в соответствии с представлениями Р. Фюрона [8] пояс разделяется на две цепи грабенов и вулканических массивов. Одна из них следует в направлении вулканического нагорья Тибести, далее к вулканическим полям Джебель-Харудж и затем Джебель-Нефуса и грабена Хон в Ливии. Другая отворачивается к северо-западу в направлении вулканических нагорий Аира и Ахаггара и затем, по-видимому, соединяется с первой ветвью в районе залива Габес. Средиземноморский сегмент рифтового пояса в соответствии с представлениями [6] образуют Пантеллерийский грабен, включающий о. Пантеллерия, грабен Кампидано и сопровождающие его вулканические проявления на Сардинии. Эта цепочка грабенов пересекает Средиземное море вплоть до его французского побережья. Продолжение пояса в пределах континентальной Европы представляет Центрально-Европейская рифтовая система, которая включает грабены Ронский, Верхне- и Нижне-Рейнские, Богемский и более мелкие, а также ассоциирующие с ними поля вулкаников [2, 6, 9].

Второй трансконтинентальный рифтовый пояс связан с Восточно-Африканской–Красноморской рифтовой системой. Он прослеживается от Танзании до Кавказских гор и здесь рассматрива-

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

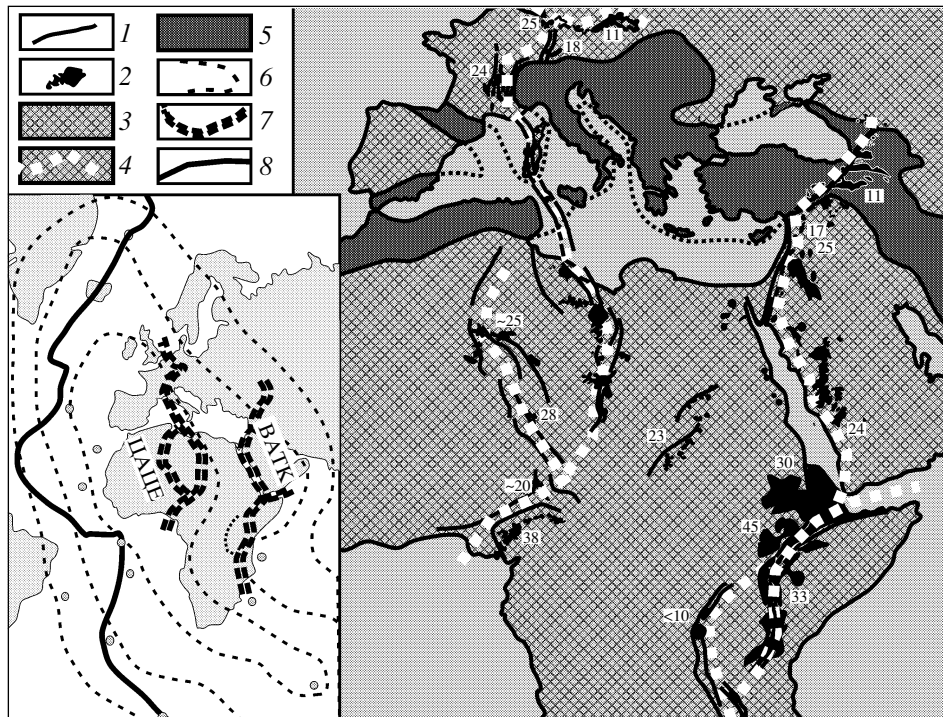


Рис. 1. Схема размещения проявлений позднекайнозойской эндогенной активности в пределах Африканского и Европейского континентов. 1 – разломы; 2 – вулканические области; 3 – доальпийские платформы; 4 – трансконтинентальные рифтовые пояса; 5 – альпийский складчатый пояс; 6 – изолинии относительных поднятий в пределах Африкано-Атлантической положительной аномалии формы геоида [12]; на врезке: 7 – положение трансконтинентальных рифтовых поясов: ЦАЦЕ – Центрально-Африканский–Центрально-Европейский пояс, ВАТК – Восточно-Африканский–Транскавказский пояс; 8 – Срединно-Атлантический хребет. Цифрами показан возраст активизации позднекайнозойского вулканизма в отдельных вулканических областях рифтовых поясов. На врезке показано положение трансконтинентальных рифтовых поясов в пределах аномалии формы геоида (изображена штриховыми линиями по [5]), отвечающей Афро-Атлантическому горячему полю мантии.

ется как Восточно-Африканский–Транскавказский (ВАТК). Протяженность пояса превышает 7500 км. Южный его сегмент включает рифтовые зоны Ньяса-Танганьикской и Кенийско-Эфиопской ветвей Восточно-Африканской рифтовой системы [7]. Центральный сегмент объединяет рифт Красного моря и сменяющую его к северу цепь небольших грабенов типа грабена Мертвого моря, вытянутых вдоль Левантинской левосторонней сдвиговой зоны [7]. Северный сегмент рифтового пояса также представляет собой левостороннюю сдвиговую зону, которая является продолжением Левантинской зоны и пересекает альпийские складчатые структуры в пределах Восточной Анатолии и Кавказских хребтов. Эта разломная зона хорошо прослеживается на космических снимках и отражена в структурах рельефа (рис. 2). В южной части она трассируется Восточно-Анатолийским разломом, а к северу от участка пересечения с Северо-Анатолийским разломом прослеживается в виде Эрзурум-Казбекской зоны дислокаций. Последняя является также западным ограничением Транскавказского поперечного поднятия и, в частности, определяет

размещение ареалов новейшего вулканизма в пределах Казбек-Эльбрусского отрезка Большого Кавказского хребта [1, 10]. Сдвиговая природа Левантинской–Эрзурум-Казбекской системы разломов связывается с явлением спрединга в пределах рифта Красного моря и Аденского залива [7], вследствие которого Аравийская плита перемещается к северу, используя указанную ветвь рифтового пояса в качестве сдвиговой границы. Принадлежность этой границы к рифтовому поясу и связь ее с мантийным диапиризмом достаточно очевидны. Вдоль восточного ее борта на всем протяжении зоны разломов прослеживаются поля позднекайнозойского и новейшего вулканизма, в первую очередь щелочно-базальтоидного, имеющие мантийные источники. С особо высокой эндогенной активностью и продуктивностью магматизма в зоне рифтового пояса, по-видимому, связано то, что в пределах трассирующего этот пояс Транскавказского поднятия в позднем миоцене–антропогене было сформировано свыше половины всего объема позднеорогенных вулканитов Средиземноморского пояса [7].

Магматизм обоих рифтовых поясов характеризуется ассоциациями пород, в составе которых преобладают основные вулканы повышенной щелочности – гавайиты и базаниты [2, 9]. Совместно с ними обычно развиты такие щелочные породы, как фонолиты, меланефелиниты, лейцититы, с которыми местами сопряжены карбонатиты, а также щелочно-салические породы – трахиты, щелочные трахиты, пантеллериты и комендиты [2]. В соответствии с данными изотопных и геохимических исследований, выполненных в вулканических областях Восточно-Африканской и Центрально-Европейской рифтовых систем, о. Пантеллерия, вулканических нагорий Камерун, Тибести и других, эти ассоциации формировались при участии обогащенных мантийных источников, появление которых в подлитосферной мантии связывается с деятельностью мантийных плюмов.

На фоне этих несомненно преобладающих ассоциаций выделяются проявления магматизма, возникшие при участии известково-щелочных пород: андезитов, дацитов, риолитов. Такие комплексы пород характерны для районов пересечения трансконтинентальными рифтовыми поясами складчатых образований Тетического пояса, в том числе для районов ближайшего обрамления последних [1, 2, 10]. В пределах ЦАЦЕ они установлены среди раннемиоценовых комплексов на Сардинии, где представлены риолитами и более редкими андезитами, ассоциирующими с трахитами и трахириолитами, и наиболее масштабно в строении вулканов Канталь и Пюи-де-Дом в южной Франции [2]. Вулканические комплексы последних отнесены В. Вимменауэром к ассоциации субщелочных базальтов – трахиандезитов–трахитов местами с риолитами [2] и включают такие необычные для других районов рифтового пояса породы, как андезиты, риолиты и амфиболовые базальты. На Липарских островах отмечено чередование излияний щелочных (тефриты) и известково-щелочных лав. Более широко ассоциации пород известково-щелочного ряда развиты в пределах ВАТК, где они сосредоточены в зоне Транскавказского отрезка рифтового пояса. Здесь для них характерны продукты андезитового, дацитового и дацит-риолитового составов, связанные с центральными вулканами и представленными нередко explosивными (туфами и игнимбритами), а также плутоническими (гранодиориты и граниты) фациями [1, 10]. Наряду с этими породами достаточно обычны, особенно начиная с позднего плиоцена, базальты, в том числе щелочные, отвечающие ареально-трещинным излияниям. Известны здесь и другие проявления “внутриплитного” магматизма, например нефелиновые сиениты Памбакского массива, которые в общей истории региона незаконмерно сочетались с продуктами известково-щелочного магматизма [1]. Петрологические, изотопные и геохимические данные

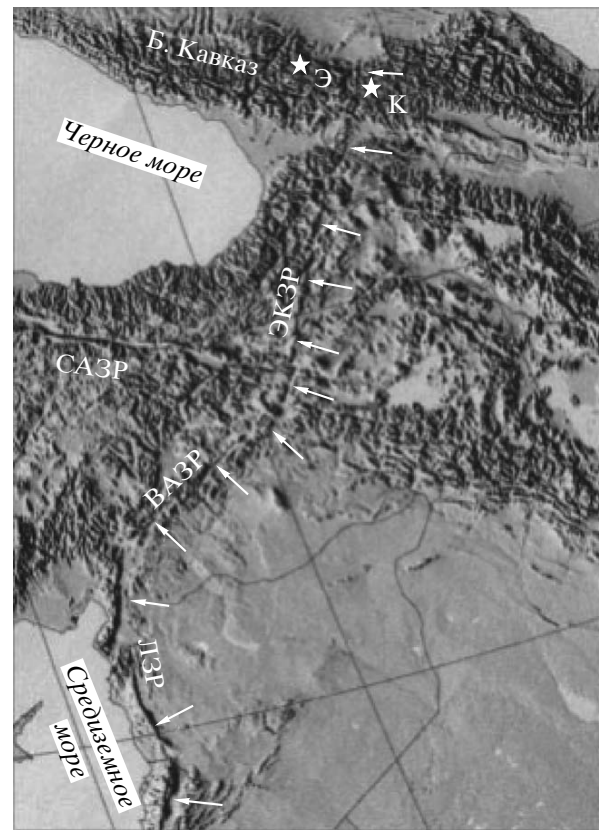


Рис. 2. Схема системы разломов, представляющей северный сегмент Восточно-Африканской–Транскавказской рифтовой зоны. Зоны разломов: ЛЗР – Левантинская, ВАЗР – Восточно-Анатолийская, ЭКЗР – Эрзурум-Казбекская, САЗР – Северо-Анатолийская; звездочками показаны вулканы: Э – Эльбрус, К – Казбек.

свидетельствуют о том, что породы известково-щелочных ассоциаций повсеместно были связаны с коровыми источниками и субдукционными механизмами образования магматических расплавов, в то время как “внутриплитные” магматические породы формировались при участии обогащенной мантии.

Важной чертой рассматриваемых трансконтинентальных рифтовых поясов является дискретное развитие магматизма в их пределах и связь этого магматизма со сводовыми поднятиями. Эта их особенность проявлена, в частности, в строении Кенийско-Эфиопской рифтовой зоны, являющейся одной из наиболее крупных вулканических областей мира. Она сопряжена с двумя сводами (Кенийским и Эфиопским), и в ее пределах вулканическая активность в основном реализовалась в пределах этих сводов и осложняющих их грабенов. Формирование этих, а также других крупных сводовых поднятий (таких, как Тибести, Джебель-Нефус, Бенуэ-Камерунское, Ахаггарское и др.) с учетом проявления в их пределах

процессов грабенообразования и мантийного (по данным изотопных и геохимических исследований) магматизма связывается с деятельностью мантийных плюмов [11]. Такая же связь отмечается и для относительно мелких по размеру вулканических полей и сводов, которые, как было показано на примере соответствующих образований Центрально-Европейской рифтовой системы [6], контролируются небольшими по размеру мантийными струями (*hot finger*), восходящими от раздела верхней и нижней мантии [12]. Таким образом, рассматриваемые межконтинентальные рифтовые пояса контролируются цепочками горячих точек мантии и, следовательно, представляют собой ослабленные зоны литосферной оболочки Земли, перфорированные мантийными плюмами.

Рассматривая возможные варианты происхождения трансконтинентальных рифтовых поясов, необходимо отметить, что они возникли в том сегменте Земли, который подстилается Афро-Атлантическим горячим полем мантии или суперплюмом. Это горячее поле было выделено на основе анализа распределения горячих точек по поверхности Земли, в результате которого была установлена их высокая концентрация в рассматриваемом регионе [4]. Оно также отражается в рельефе в виде крупнейшей положительной аномалии геоида [4, 5]. Результаты глубинных сейсмографических исследований дали дополнительные подтверждения этой гипотезы, показав, что в основании рассматриваемой гигантской территории расположена мантия аномального строения, характеризующаяся пониженными скоростями прохождения сейсмических волн [12–14]. В соответствии с принятой терминологией такая низкоплотностная мантия рассматривается как “горячая” в отличие от “холодной” мантии с повышенными скоростями сейсмических волн. Как следует из опубликованных сейсмографических реконструкций, “горячей” является практически вся нижняя мантия, залегающая в основании Африканского и Европейского континентов и распространяющаяся вплоть до спрединговых хребтов Атлантического и Индийского океанов. И тем не менее она обладает довольно сложной структурой, определяемой сочетанием в большей или меньшей степени “разогретых” ее блоков. Для нас важно подчеркнуть, что на сейсмографических разрезах, полученных [12] для Западной Европы и Северной Африки, на глубинах 1700–1100 км выделяется линейный диапир наиболее “горячей” мантии, который прослеживается в субмеридиональном направлении под Центральной Африкой, Центральной Европой и Северным морем и которому на поверхности соответствует рифтовый пояс ЦАЦЕ. Подобный же нижнемантийный диапир, протягивающийся от южной оконечности Африки до Альпийского пояса и поднимающийся в верхнюю

мантию под территорией Эфиопского и Кенийского сводов [13, 14], прослеживается также под рифтовым поясом ВАТК. В целом оба этих диапира вытянуты в субмеридиональном направлении, по-видимому, согласуясь с глубинной структурой Афро-Атлантического горячего поля мантии, которое, согласно фиксирующей его аномалии формы геоида, имеет близкую вытянутость (врезка, рис. 1).

Верхняя мантия рассматриваемой территории характеризуется контрастной структурой в отношении прохождения сейсмических волн. В целом она является “горячей” под континентальными Африканской и Европейской литосферными плитами. Однако в пределах разделяющего их Средиземноморского–Тетического пояса коллизионных структур и субокеанической литосферы преобладает высокоскоростная или “холодная” мантия. Реконструкции, выполненные в [12], позволили связать эту мантию с субдцированными слэбами, часть которых отвечает фрагментам отмерших зон субдукции и сосредоточена в основной верхней мантии, другие соответствуют ныне действующим зонам субдукции (например, Эгейской и Кипрской) и прослеживаются в верхней мантии до глубин 300–400 км. Однако на участках пересечения коллизионных структур с рифтовыми поясами термальное состояние верхней мантии имеет иные параметры. Так, сейсмические характеристики “разогретой”, т.е. низкоскоростной, имеет верхняя мантия под центральной частью Большого Кавказского хребта, там, где он пересекается рифтовым поясом ВАТК, в то время как под восточной и западной оконечностями хребта до глубин 300–400 км прослеживается “холодная” мантия [15]. Участие мантийных источников в эндогенной активности по данным Б.Г. Поляка подтверждается наличием мантийного гелия в вулканических породах Эльбруса и Казбека [10]. В основании главных вулканических полей Центрально-Европейской рифтовой системы в соответствии с томографическими моделями строения мантии Центральной Европы [3] фиксируют дискретные верхнемантийные диапиры (*hot finger*), уходящие своими корнями в горячую нижнюю мантию. Подтверждением этих моделей являются геохимические и изотопные характеристики магматических пород, свидетельствующие об участии в их образовании обогащенной мантии, имеющей общие источники с магматическими породами Канарских островов (горячей точки мантии) [3].

Учитывая, что рассматриваемые трансконтинентальные пояса пересекают как континентальные литосферные плиты, так и разделяющую их коллизионную зону с фрагментами океанической литосферы, а также то, что на их положение и целостность не оказали влияние неоднородности тепловой структуры верхней мантии, можно прийти к заключению, что породившие их усилия

имели более глубинные, очевидно нижнемантийные, источники. Это вполне согласуется с данными сейсмической томографии, которые, как отмечалось выше, фиксируют линейные диапиры в нижней мантии под этими поясами [12, 13].

Все это позволяет предложить следующую модель формирования рассматриваемых транс-континентальных рифтовых поясов. По-видимому, следует говорить о кайнозойской активизации Афро-Атлантического суперплюма, в результате которой в его основании в нижней мантии возникли два субмеридионально вытянутых восходящих потока “горячей” мантии. Начиная с верхних горизонтов нижней мантии эти “горячие” диапиры продуцировали в верхнюю мантию разномаштабные изолированные мантийные плюмы от крупных типа Эфиопского до сравнительно мелких, выделяемых в качестве *hot finger*. Эти плюмы перфорировали верхнюю мантию и литосферу, создав в них над линейными поднятиями “горячей” нижней мантии ослабленные зоны, определившие на поверхности размещение трансконтинентальных рифтовых поясов. Вполне вероятно, что над подобным субмеридионально ориентированным диапиром в результате позднекейнозойской активизации суперплюма возникла система расколов, разделившая Западную Гондвану и приведшая к образованию Атлантического океана. Возможно, что начальная стадия подобного нового дробления Африканского континента наблюдается в настоящее время в пределах ВАТК, где раскол между Африканской и Аравийской литосферными плитами уже привел к формированию новой океанической литосферы. Отметим, что в рамках этой модели особый состав магматизма на участках пересечений рифтовых поясов с Альпийскими структурами, например в пределах Транскавказского поднятия, мы связываем прежде всего с тектоническим режимом сжатия в литосфере последних. Мантийные диапиры проникали к основанию литосферы через разрывы в зонах субдукции и, с одной стороны, служили источником щелочно-го или “внутриплитного” магматизма, с другой – оказывали тепловое и вещественное (в виде магматических инъекций) воздействие на кору, которая в силу своего тектонического состояния препятствовала проникновению мантийных магм к поверхности, в результате чего в ней формировались как анатектические магмы, так и гибридные расплавы, обладающие характеристиками, типичными для известково-щелочных пород. Тем

самым субширотный альпийский пояс Средиземноморья характеризовался борьбой противоположных геодинамических тенденций: процессами сжатия и сопряженными субдукцией и коллизией, с одной стороны, и плюмовым магматизмом с процессами растяжения (о. Пантеллерия, Этна, Везувий и др.) – с другой. Регионально процессы сжатия и растяжения проявлялись в зависимости от конкретных тектонических условий, образуя сопряженные латеральные и вертикальные ряды магматических ассоциаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–64191, 02–05–64196), научных школ НШ-1145.2003.5 и НШ-1251.2003.5 и программы 13 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.
2. Магматические горные породы. Т.4. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 374 с.
3. *Wilson M., Patterson R.* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2001. V. 352. P. 37–58.
4. *Зоненицайн Л.П., Кузьмин М.И.* // *Геотектоника.* 1983. № 1. С.28–45.
5. *Condie K.C.* Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford: Butterworth–Heinemann, 1997. 277 p.
6. *Illies J.H.* // *Tectonophysics.* 1969. V. 8. P. 5–29.
7. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.
8. *Хаун В.Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 547 с.
9. *Ziegler P.A.* // *Tectonophysics.* 1992. V. 208. P. 91–111.
10. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* // *Геотектоника.* 1999. № 2. С. 17–35.
11. *Sengor A.M.C.* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2001. V. 352. P. 183–226.
12. *Goes S., Spakman W., Bijwaard H.* // *Science.* 1999. V. 286. P. 1928–1931.
13. *Ritsema J., van Heijst H.J., Woodhouse J.H.* // *Science.* 1999. V. 286. P. 1925–1928.
14. *Debayle E., Leveque J.-J., Cara M.* // *Earth and Planet Sci. Lett.* 2001. V. 193. P. 423–436.
15. *Ершов А.В., Никитин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В.* Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 230–235.