

Научные статьи

УДК 551.242

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА (НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИЙ ВИХРЕВЫХ ДВИЖЕНИЙ В ТЕКТОНОСФЕРЕ И НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ)

© 2008 Е.Г. Мирлин¹, М.В. Кононов², Ю.В. Миронов¹

¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 125009;
e-mail: egm@sgm.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997

Проанализированы геолого-геофизические материалы по наиболее детально изученным трапповым провинциям, история возникновения которых наиболее надежно увязывается с эволюцией вихревых рифтово-спрединговых систем тектоносферы, возникающих при океанообразовании. Первичные магматические очаги возникают как в области их наибольшего закручивания (провинции Северной Атлантики, Восточно-Африканская, Деканская), так и вблизи выступов континентальных окраин, образование которых также связано с вихревыми движениями (Парана-Этендека). Спецификой движения данного типа является смена геодинамической обстановки от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом) в каждой точке зоны аккреции литосферы, причем градиент перехода от сжатия к растяжению возрастает по мере закручивания вихревой системы. Согласно предлагаемой модели, первичные магматические очаги возникают в результате диссипации энергии в неравновесной нелинейной среде вследствие воздействий на нее, обусловленных спецификой вихревых движений.

Ключевые слова: трапповый магматизм, вихревые движения, тектоносфера, магматический очаг, нелинейная среда.

ВВЕДЕНИЕ

Природу траппового (внутриплитного) магматизма чаще всего связывают с воздействием на подошву литосферы мантийных плюмов, т.е. восходящих субвертикальных потоков горячего вещества, зарождающегося и поднимающегося с больших глубин: с границы верхней и нижней мантии, или даже с границы нижней мантии с ядром (Грачев, 2000а; Morgan, 1971 и др.). Развитие этих представлений в своем крайнем выражении сводится к тому, что помимо тектоники плит существует тектоника мантийных плюмов; воздействие последних на литосферу провоцирует образование в ней структурных неоднородностей, в том числе и расколов коры (Грачев, 2000б). В рамках этих представлений трапповый магматизм связан с отдельными, по сути, неупорядоченными в пространстве апофизами более крупных плюмов (суперплюмов). Вместе с тем неоднократно обращалось внимание

на то, что крупнейшие провинции платобазальтов расположены не хаотично: обнаруживается их очевидная пространственно-временная связь с зонами растяжения и раскола континентов, а также их приуроченность к структурным неоднородностям литосферы (Coffin, Eldholm, 1994; Courtillot et al., 1999 и др.). При этом на причинно-следственные связи этих явлений существуют различные точки зрения. В частности, целый ряд исследователей считает, что не плюмы провоцируют разрыв литосферы, а, напротив, расколы в литосфере вызывают плавление и подъем мантийного вещества за счет декомпрессии (Anderson, 1994; Sheth, 1999 и др.). В данной статье мы постарались приблизиться к пониманию природы этой связи на основе двух важных концепций, развиваемых в современной геологии и геофизике – нелинейной среды и вихревых движений в тектоносфере.

Разработка концепции нелинейной, неравновесной, нестабильной геофизической

среды – весьма важное направление в геофизике, которым отмечены конец XX – начало XXI века (Николаев, 2003; Садовский, 1986; Keilis-Borok, 1990). Оно позволяет под новым углом зрения взглянуть на природу различных геодинамических феноменов, в том числе – типов магматизма, рассматривая этот процесс как результат высвобождения энергии, заключенной в твердых породах, при том или ином внешнем воздействии на них (Проблемы..., 2003). Начало XXI века ознаменовано также активным и всесторонним осмыслением роли и значения вихревых и ротационных процессов в формировании структурного облика нашей планеты. Структуры тектоносферы, имеющие форму вихря или спирали, были открыты много десятилетий тому назад (Lee, 1928), но лишь в недавнее время было показано, что в ней широко развиты движения вихревого типа самого разного масштаба (Вихри..., 2004; Мирлин, 2006; Ротационные..., 2007). В частности, на основе комплексного анализа данных по строению и эволюции океанской литосферы было установлено, что при формировании океанских впадин литосферные плиты испытывают не просто поступательные раздвиговые движения (на сферической Земле они эквивалентны вращению вокруг полюса вращения), а движения более сложного – вихревого типа. И именно спецификой вихревых движений разного ранга обусловлен ряд принципиально важных геодинамических феноменов, сопровождающих океаногенез: разноранговая сегментация срединно-океанских хребтов (СОХ) и пассивных окраин континентов, складчатые деформации осадочного чехла в их пределах, тектоническая расслоенность океанской литосферы. В результате образуются масштабно инвариантные рифтовые и спрединговые системы с тенденцией к вихреобразному закручиванию оси раздвига; при этом размеры таких систем меняются более чем на два порядка.

В связи со сказанным в настоящей работе мы поставили две задачи:

1. Показать, что трапповому магматизму свойственна принадлежность к геодинамическим вихревым рифтово-спрединговым системам, образование которых сопровождается океаногенез;

2. Истолковать его природу на основе концепции нелинейной геофизической среды с учетом данного геодинамического аспекта.

В своем анализе мы ограничились рассмотрением только тех областей траппового магматизма, образование которых в пространстве и во времени сопряжено с распадом мегаконтинента Пангеи и эволюцией рифтово-спрединговых систем, и сосредоточились на тех районах, где наиболее надежно восстанавливается история разви-

тия океанского бассейна, эволюция структурной геометрии зон спрединга и положение соответствующих областей траппового магматизма по отношению к вихревой структуре и к геометрии пассивной окраины. К ним относятся провинции платобазальтов, расположенные по периферии Атлантического океана (Брито-Арктическая и Парана-Этендека) и внутри него: Исландский регион, вулканические хребты Китовый и Риу-Гранди; а также по периферии Индийского океана (Восточно-Африканская и Декан) и в его пределах: банка Сайя-де-Малья, южная часть Маскаренского хребта и Мальдивский хребет. В основу положены глобальные палеогеодинамические реконструкции (Scotese, 2002), а также реконструкции Исландского региона Северной Атлантики (Мирлин, 1985).

ЭВОЛЮЦИЯ ИСЛАНДСКОГО РЕГИОНА И ФОРМИРОВАНИЕ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Исландский регион является своего рода тектонотипом формирования обширных областей платобазальтов, генетически связанных с зонами растяжения и раздвига плит. Истории его развития свойственна весьма значительная неустойчивость процесса растяжения как на этапе континентального рифтогенеза, так и на этапе океанского спрединга – факт, который играет принципиальную роль для рассмотрения проблемы магматизма больших изверженных провинций под углом зрения нелинейной геофизической среды. Пространственно-временная неравномерность рифтогенеза, предшествовавшего океанообразованию, обусловила возникновение сложной мозаики блоков как с субконтинентальной корой (возвышенность Хаттон-Роколл, внешний выступ плато Воринг и др.), так и глубоко погруженных участков палеозойского кристаллического фундамента (котловина Поркьюпайн и трог Роколл) (рис. 1). Существенно, что отделение Гренландии от Евразии в позднем палеоцене произошло не вдоль уже существовавших континентальных рифтов, а значительно западнее – вдоль осевой линии срединно-океанских хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Эйгир в Норвежской котловине и Мона. В данном случае мы имеем дело с типичным примером неустойчивости рифтогенеза: континентальные рифты отмирают, не превратившись в океанские бассейны, а разделение континентов начинается вдоль совершенно иной линии. Пространственно-временная неустойчивость рифтогенеза обусловила также формирование зон растяжения коры к юго-востоку и северо-западу от микроконтинента Ян-Майен, благодаря чему он обособился в самостоятельную, небольшую

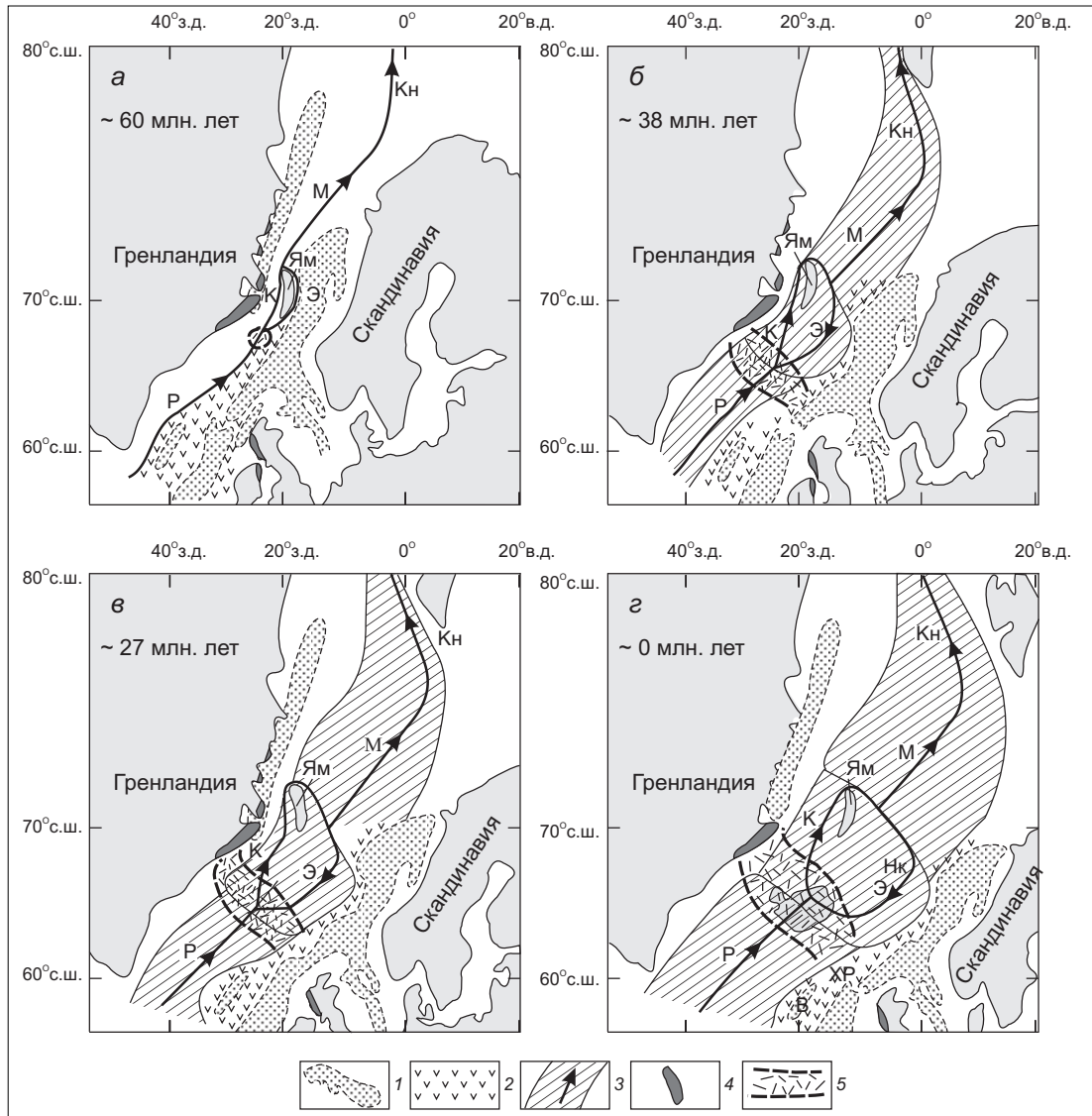


Рис. 1. Континентальный рифтогенез, эволюция вихреобразных спрединговых систем в Исландском регионе и возникновение трапповой провинции (по (Мирлин, 1985), с изменениями). *a - z* – реконструкции положения плит и их границ для возрастных срезов, указанных на рисунке. 1 – мезозойские впадины рифтогенной природы; 2 – поднятия фундамента и микроконтиненты; 3 – оси спрединга (*a* – ныне активные, *b* – отмершие) и спрединговые системы срединно-океанских хребтов Рейкьянес (Р), Кольбейсей (К), Эйгир (Э), Мона (М) и Книповича (Кн), стрелками показано направление пропегейтинга оси раздвига; Ям – микроконтинент Ян-Майен; ХР – возвышенность Хаттон-Роколл; В – плато Воринг; Нк – Норвежская котловина; 4 – области траппового магматизма по периферии региона, 5 – область плато-базальтов о-ва Исландии и прилегающих районов океанского ложа.

по размеру континентальную литосферную плиту, сходную по размерам и по строению коры с упомянутыми выше блоками континентальной коры. Отметим, что уже на ранней стадии эволюции океаногенеза все зоны растяжения характеризовались закручиванием оси, но наиболее ярко и отчетливо эта тенденция проявилась для юго-восточной ветви, южная часть которой испытала изгиб на 60-70 градусов.

Основная вспышка траппового магматизма Брито-Арктической провинции произошла около 55 млн. лет и заняла очень короткий период времени: всего около 1 млн. лет (Saunders

et al., 1997). Пространственно один из центров магматической активности приурочен как раз к району наибольшего закручивания зоны растяжения, расположенной к юго-востоку от Ян-Майенской микроплиты (рис. 1*a*). На последующих этапах эволюции данная микроплита вращалась с большой угловой скоростью против часовой стрелки вокруг полюса, расположенного в непосредственной близости от острова Ян-Майен. Это вращение началось с момента раскрытия океанского бассейна и продолжалось до времени около 27 млн. лет, когда микроплита приключилась к Евразийской плите вследствие

отмирания спрединга в Норвежской котловине. Вращение микроплиты сопровождалось эволюцией двух вихреобразных спрединговых систем, которые унаследовали упомянутые выше зоны растяжения по обе стороны от Ян-Майенской микроплиты. При этом продвижение северо-западной системы (зона спрединга на хребте Кольбейнсей) происходило субпараллельно генеральному направлению продвижения оси раздвига Северной Атлантики, т.е. примерно на северо-восток, а развитие юго-восточной ветви (в Норвежской котловине, зона спрединга Эйгир) отмечено продвижением, направленным почти навстречу ему (рис. 1б, в). Благодаря указанным двум тенденциям, а также неустойчивости процессов рифтогенеза и спрединга Исландский регион состоит из системы вихреобразных в плане впадин с океанской корой, имеющих различный размер, различный возраст и самостоятельную систему спрединга. На поздних этапах эволюции региона трапповый магматизм не прекратился, а продолжался вплоть до настоящего времени, в результате чего был сформирован вулканический порог, поперечный простиранию СОХ (рис. 1з).

Таким образом, анализ имеющихся материалов по Исландскому региону позволяет констатировать пространственную приуроченность, по крайней мере, одного из центров траппового магматизма к области наибольшего закручивания вихревой структуры уже на ранней стадии океаногенеза. Отметим также близость по времени двух событий: начала интенсивного растяжения литосферы и вспышки траппового магматизма. В дополнение к этому выводу особое внимание обратим на присутствие Ян-Майенской микроплиты, поскольку в некоторых других областях траппового магматизма, которые мы рассматриваем ниже, также присутствуют микроплиты со сходными характеристиками. В дальнейшем мы обсудим их возможную роль в формировании трапповых провинций.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЕ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Ранее уже обращалось внимание на то, что спрединговые системы Аденского залива (хребет Шеба), а также СОХ северо-западной части Индийского океана: Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского представляют собой гигантский вихрь протяженностью около 8000 км, который в процессе своего закручивания как бы вторгался вглубь Африканского континента, где он проявляется в виде системы Восточно-Африканских рифтов (Мирлин и др., 2005). В раннем эоцене в северо-западной части Ин-

дийского океана располагалась ось раздвига плит, которая в последующем превратилась в Аравийско-Индийский срединно-океанский хребет и которая характеризовалась заметным разворотом в сторону Африканского рога (рис. 2а). Она рассекалась многочисленными трансформными разломами и сам этот факт является дополнительным свидетельством того, что перемещение плит осуществлялось под воздействием вихревого движения: внутренние и внешние части вихря закручиваются с различной скоростью, что обуславливает возникновение интенсивной сдвиговой компоненты. В позднем эоцене, олигоцене и среднем миоцене развитие и вихреобразное закручивание спрединговой системы в западном направлении продолжалось, что привело к окончательному оформлению северо-западной ветви системы СОХ в Индийском океане и «вторжению» зоны раздвига в северо-восточную часть Африканского континента (рис. 2б, в). Проявилось это «вторжение» двойко. Во-первых, началось постепенное раскрытие Аденского залива, где происходило продвижение зоны спрединга («пропагейтинг») в запад-юго-западном направлении. Во-вторых, отмечается миграция континентального рифтогенеза Восточной Африки с севера на юг (Ebinger et al., 2000).

Первые, локальные по площади и объему магматические проявления в пределах Восточно-Африканского трапповой провинции относятся ко времени 45-37 млн. лет (Ebinger et al., 2000). В дальнейшем излияния носили дискретный, импульсный характер, но самый мощный импульс приходится на чрезвычайно короткий отрезок времени продолжительностью около 1 млн. лет – 29-30 млн. лет, когда практически полностью сформировалось Эфиопско-Йеменское базальтовое плато. Другими словами, магматизм носил почти взрывообразный характер, что является особенностью, весьма важной для проблемы его природы с позиций неравновесной нелинейной среды. По времени это, по существу, катастрофическое событие практически совпадает с заложением северной части рифтовой системы Восточной Африки (рис. 2б).

Наконец, в современную эпоху зона спрединга хребта Шеба в Аденском заливе, которая является ветвью системы СОХ северо-западной части Индийского океана, сопрягается с системой Восточно-Африканских рифтов не напрямую, а по более сложной кинематической схеме: через Африкано-Аравийское тройное сочленение (рис. 2з). В него кроме Аденской рифтовой зоны и Красноморского рифта, входит также депрессия Афар, которая сформировалась в результате того, что от Нубийской (Африканской) плиты откололась небольшая континентальная Дана-

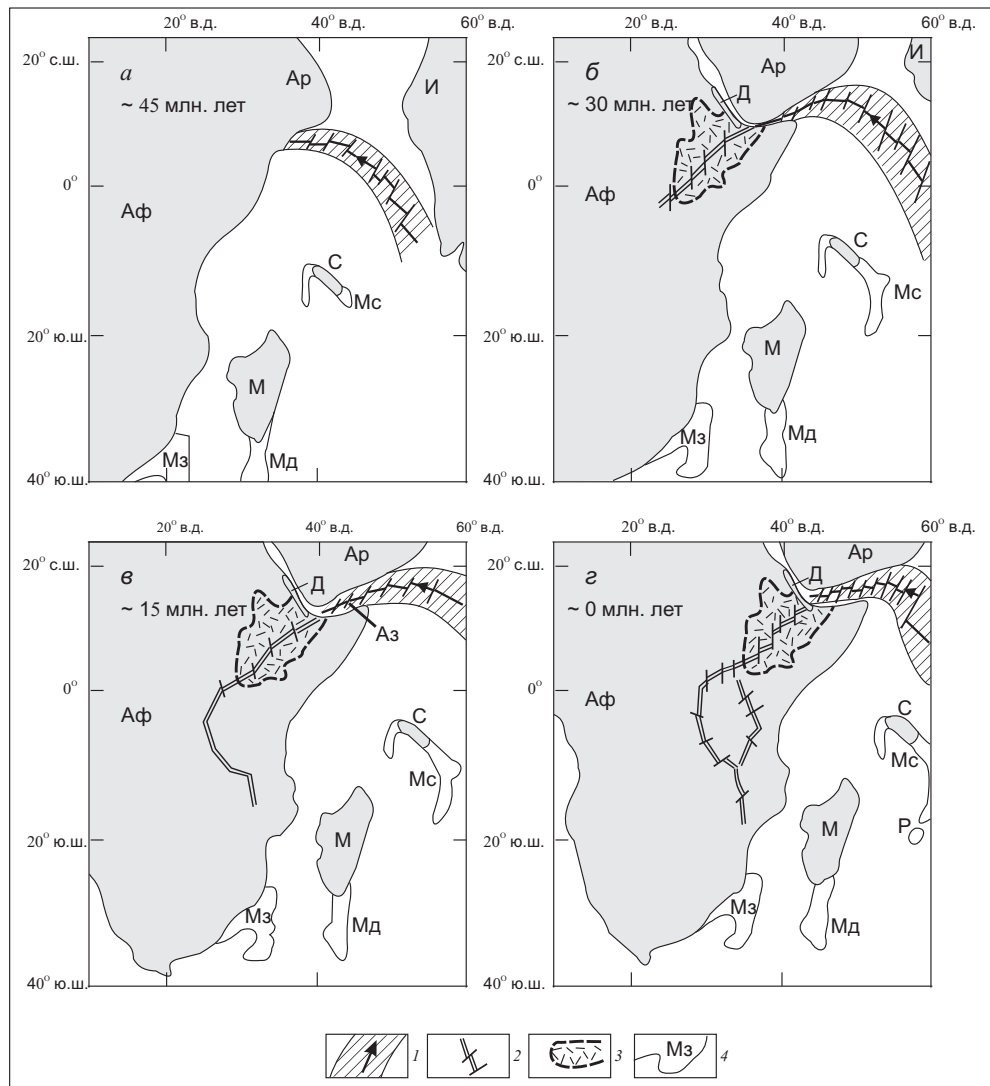


Рис. 2. Эволюция вихреобразных спрединговых систем Аденского залива (Аз), срединно-океанских хребтов Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского (северо-западная часть Индийского океана), континентальный рифтогенез и образование трапповой провинции Восточной Африки. *a - г* – реконструкции положения континентов и положение спрединговых систем для возрастных срезов, указанных на рисунке. 1 – оси спрединга и спрединговые системы, стрелками показано направление пропегейтинга; 2 – континентальные рифты; 3 – трапповая провинция; 4 – подводные хребты предположительно вулканической природы: Мс – Маскаренский, Мд – Мадагаскарский, Мз – Мозамбикский. Аф – Африка, Ар – Аравия, И – Индостан, М – о-в Мадагаскар, Д – Данакильская микроплита, С – Сейшельский микроконтинент, Р – о-в Реюньон.

кильская микроплита. Последняя вращалась со значительной угловой скоростью и повернулась относительно Нубийской плиты примерно на 30 градусов против часовой стрелки в период времени от 20 млн. лет назад до современности (Ле Пишон и др., 1977; Redfield et al., 2003). По всем характеристикам: и геофизическим, и кинематическим Данакильская плита весьма сходна с упоминавшейся в предыдущем разделе Ян-Майенской микроплитой.

Итак, вспышка траппового магматизма Восточной Африки и пространственно, и по времени приурочена к области и эпохе максимального закручивания вихревой спрединговой системы. При этом важно отметить специфи-

ку пространственно-временных изменений геодинамической обстановки в той области, где она произошла: сжатие и сдвиг на ранней стадии эволюции вихря сменились растяжением. Обращает на себя также внимание присутствие в рассматриваемом регионе микроплиты, сходной по размеру и кинематике с Ян-Майенской микроплитой.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И ФОРМИРОВАНИЕ ДЕКАНСКИХ ТРАППОВ

Как и в предыдущих случаях, формирование Деканских траппов сопряжено с расколом

единого ранее континента и его фрагментацией. На месте раскола образовалась дивергентная граница плит, которая отделила Сейшельский микроконтинент, включающий в себя Сейшельские острова и Маскаренское плато, от полуострова Индостан. Еще прежде, чем произошло это отделение, около 85 млн. лет назад микроконтинент Сейшельских о-вов откололся от Мадагаскара. Строение и развитие континентальной окраины Индостана в Аравийском море обнаруживает заметные черты сходства со структурой и эволюцией атлантической окраины Норвегии. Оно заключается, прежде всего, в наличии узких подводных хребтов с континентальной и субконтинентальной корой и разделяющих их впадин, вытянутых вдоль побережья полуострова. И те, и другие формировались, по всей вероятности, на этапе континентального рифтогенеза, предшествовавшего океанообразованию. Мезозойский континентальный рифтогенез привел к раздроблению древнего докембрийского основания, в результате чего на континенте сформировалась система протяженных грабен, протягивающихся как субпараллельно западной береговой линии п-ова Индостан, так и почти перпендикулярно ей. Как и в Исландском регионе, океаногенез начал развиваться не вдоль рифтов, а вдоль линии, не совпадающей с осью рифтовых впадин и располагавшейся значительно запад-

ней их. Аналогия с развитием Исландского региона Северной Атлантики прослеживается и в том, что на раннем этапе развития Аравийского моря в его северо-восточной части в результате эволюции продвигающихся навстречу друг другу вихреобразных зон растяжения обособился микроконтинент Сейшельских островов - аналогично вихреобразным системам, охватывавшим Ян-Майенскую континентальную микроплиту. В позднем мелу - раннем палеоцене продолжался спрединг в Маскаренской котловине, ось которого смещалась по многочисленным трансформным разломам и продвигалась в северо-западном направлении (Chaubey et al., 1998; Malod et al., 1997; Todal, Edholm, 1998 и др.). Одновременно с этим развивалась зона растяжения континентальной литосферы в котловине Лакшми между Сейшельским микроконтинентом и Индостаном с пропегейтингом ее оси в противоположном - юго-восточном направлении (рис. 3а).

Наиболее «молодая» магнитная аномалия в котловине Лакшми к северо-востоку от Сейшельских о-вов имеет номер 27, что соответствует возрасту дна около 62 млн. лет. Веерообразный спрединг в Маскаренской котловине прекратился вскоре после этого времени. Еще позднее в котловине Лакшми произошел перескок оси раздвига, в результате которого от Сейшельского микроконтинента был отторгнут еще меньший

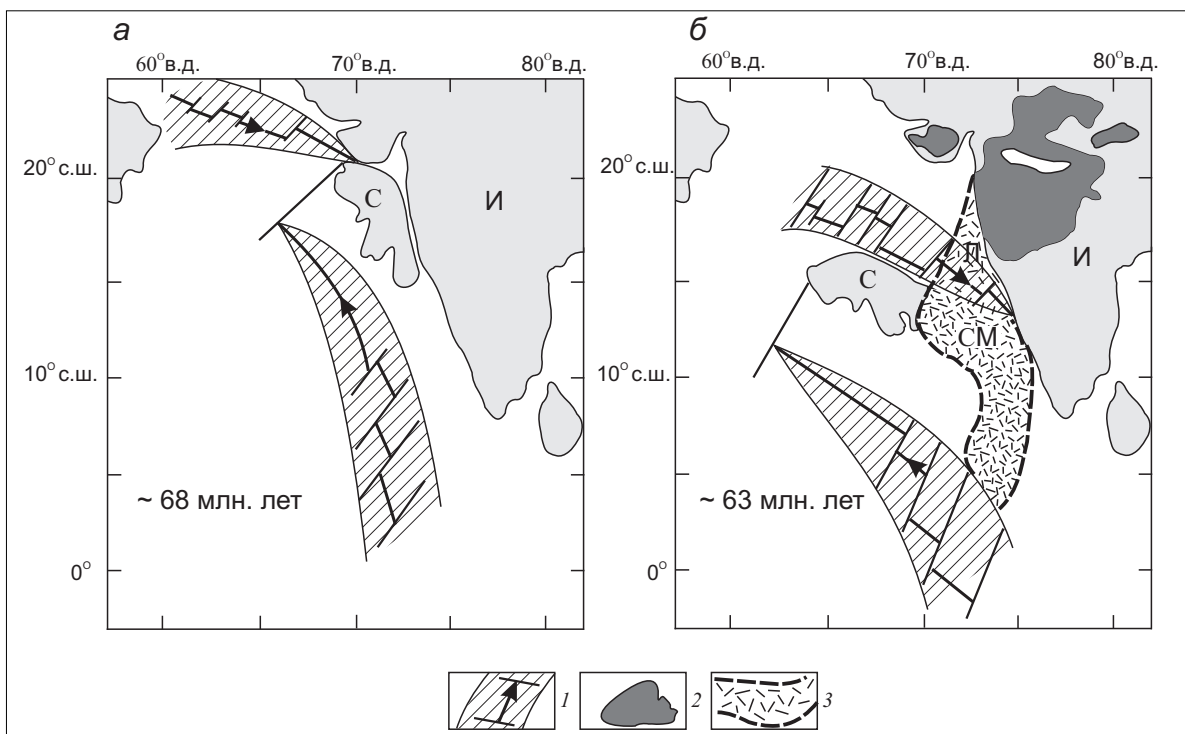


Рис. 3. Эволюция вихреобразных спрединговых систем северо-восточной части Индийского океана и образование трапповой провинции Декана. а - б - реконструкции положения п-ва Индостан (И) и Сейшельского микроконтинента (С), а также положение спрединговых систем для возрастных срезов, указанных на рисунке. 1 - оси спрединга и спрединговые системы, стрелками показано направление пропегейтинга; 2 - область платобазальтов Декана; 3 - платобазальты прилегающих районов океанского ложа. СМ - банка Сайя-де-Малья; Л - Котловина Лакшми.

по размерам континентальный блок: ныне выступающий над дном хребет Лакшми с субконтинентальной корой.

Основной объем траппов Декана сформировался за очень короткий период времени, не превышающий 1 млн. лет. Хотя магматизм носил импульсный характер и разброс возрастных оценок довольно велик, большая часть их указывает на возраст траппов 65 млн. лет (Mahoney et al., 2002). Можно предполагать, что главная вспышка магматизма была инициирована началом интенсивного растяжения в котловине между Сейшельским микроконтинентом и Индостаном. Пространственно центр магматизма приурочен к области наибольшего закручивания вихревой зоны растяжения (рис. 3б), при этом интенсивный магматизм в пределах гребня срединно-океанского хребта, избыточный по сравнению с обычным спрединговым магматизмом, продолжался, как и в Исландском регионе, по мере раздвига плит. В результате были сформированы квазилинейные подводные вулканические сооружения: банка Сайя-де-Малья и прилегающие к ней линейные вулканические морфоструктуры, наложенные по отношению к океанскому ложу.

РАЗДЕЛЕНИЕ АФРИКИ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ И ФОРМИРОВАНИЕ ТРАППОВ ПАРАНА-ЭТЕНДЕКА

Данная трапповая провинция состоит из полей платобазальтов, приуроченных к обширной котловине Парана в Южной Америке, и меньших по размерам, но близких по составу и возрасту формирования платобазальтов в южной Африке Этендека и других. Результаты глубоководного бурения и сейсмические данные свидетельствуют о том, что поля платобазальтов составляли единую провинцию до разделения континентов, но затем были отделены друг от друга и в процессе континентального дрейфа оказались по различные стороны Атлантического океана. Континентальная окраина Намибии обладает чертами строения, сближающими ее с пассивными континентальными окраинами Норвегии и Индостана, рассмотренными выше (Gladezenko et al., 1998). К этим чертам сходства относится наличие относительно узких, заполненных осадочными породами структурных депрессий, протягивающихся вдоль континентального склона Африки почти на тысячу км. Глубина до кристаллического фундамента в них местами достигает 20 км. Возникновение их связывается с многофазным рифтогенезом доюрского, юрского и более позднего времени, предшествовавшим расколу и дрейфу континентов. Геодинамические реконструкции показывают, что раздвиг Южной

Америки и Африки сопровождался пропагетингом его оси от южной оконечности Южной Америки в северном направлении (Scotese, 2002). Древнейшие магнитные аномалии М4 в том районе, где к побережью континентов подходят трапповые провинции, датируют возраст океанского ложа 127 млн. лет. Главная фаза траппового магматизма, в течение которой образовался наибольший объем плато-базальтов, приходится на время 132 млн. лет, и она была весьма короткой, как и в других платобазальтовых провинциях. В течение периода времени 130-125 млн. лет извержения продолжались, но гораздо менее интенсивные, притом, что магматизм был не равномерным, а пульсирующим (Hawkesworth et al., 2000; Marzoli et al., 1999; Renne et al., 1996). Сравнительные оценки времени траппового магматизма и периодов растяжения литосферы указывают на то, что первоначальные излияния базальтов наиболее интенсивной фазы начались непосредственно перед тем, как ось раздвига, продвигающаяся на север, достигла района наибольшего их сосредоточения. Другими словами, вспышка магматизма по времени приурочена к заключительной фазе континентального рифтогенеза, который затем перешел в спрединг. Таким образом, к моменту образования древнейшей в районе магнитной аномалии М4 уже были сформированы основные поля платобазальтов, что и отражено на геодинамических реконструкциях (рис. 4а, б). По мере раздвига плит, интенсивный магматизм продолжался, что привело к формированию подводных хребтов вулканического происхождения: Рио-Гранде со стороны Южной Америки и Китового со стороны Африки.

И континентальному рифтогенезу, и спредингу в регионе Парана-Этендека свойственна неустойчивость, что сближает черты его эволюции с развитием выше рассмотренных регионов плато-базальтового магматизма. Проявление ее заключалось в перескоках оси раздвига и образовании континентальных «отторженцев»; перекрытых покровами базальтов и по своим размерам и структурному положению сходных с микроконтинентом Ян-Майен.

Присутствие вихревой компоненты при дрейфе Африки относительно Южной Америки обусловило возникновение сдвиговой составляющей и, как следствие, образование разноранговых выступов («зубцов») в контурах пассивных окраин раздвигающихся континентов. Вдоль юго-западного побережья Африки отчетливо выделяются два наиболее крупных выступа в сторону океана. Один из них - северный расположен близ 25-26° ю.ш. Структурная геометрия южного выступа подобна очертаниям северного и на продолжении его северо-западного борта в

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

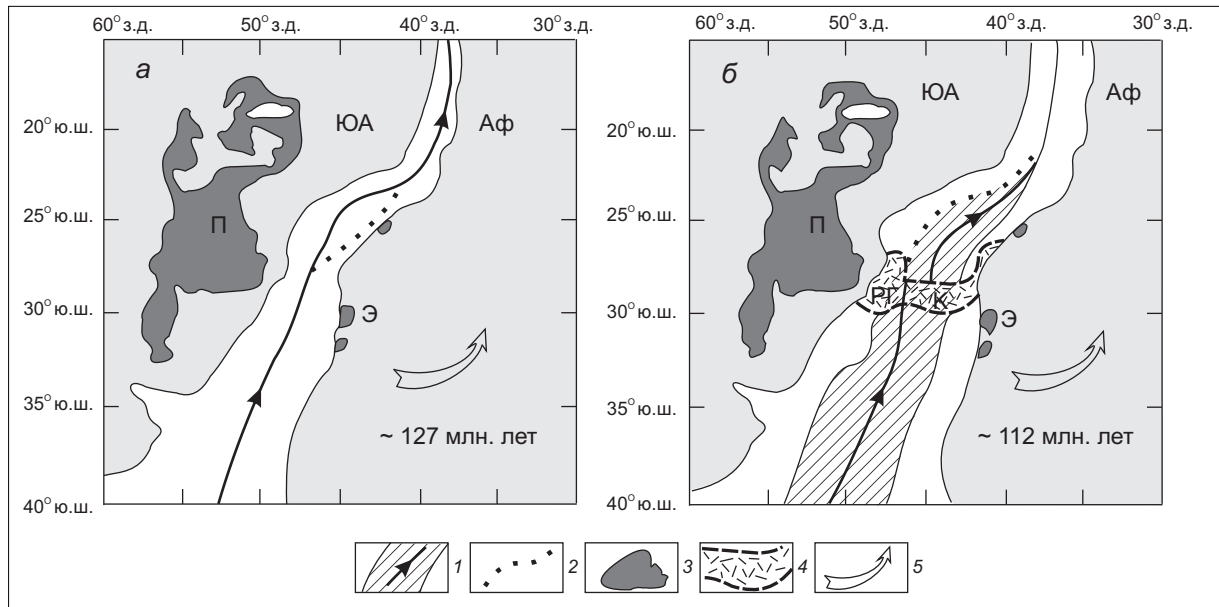


Рис. 4. Эволюция спрединговых систем Южной Атлантики и образование трапповой провинции Парана-Этендека. *а - б* – реконструкция положения Южной Америки и Африки для возрастных срезов, указанных на рисунке. 1 – ось спрединга и спрединговые системы, стрелками показано направление пропагейтинга; 2 – ось отмершего спрединга; 3 – трапповые провинции (П – Парана, Э – Этендека); 4 – области платобазальтов на океанском ложе (РГ – Рио-Гранде, К – Китовый хребет); 5 – направление движения Африканской плиты относительно Южно-Американской. ЮА – Южная Америка, Аф – Африка. По (Gladezenko et al., 1998, с изменениями и дополнениями).

сторону океана располагается подводный хребет вулканического происхождения, примыкающий к провинции Этендека (рис. 4б). Из всего сказанного вытекает, что особенностью пространственного положения рассматриваемой трапповой провинции (как и Камерунской вулканической линии) по отношению к структурной геометрии пассивной окраины является приуроченность ее к выступу пассивной окраины, формирование которого обусловлено вихревой компонентой движения.

ИСТОЛКОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИИ НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Из проведенного нами анализа следует, что трапповый магматизм рассматриваемых регионов генетически связан с рифтово-спрединговыми системами, развивающимися в результате вихреобразных движений в нелинейной геофизической среде. Согласно концепции нелинейной среды и Земля в целом, и составляющие ее подсистемы (литосфера, земная кора, блоки и др.) представляют собой открытые термодинамические системы разных рангов, обменивающиеся веществом и энергией с окружающей средой. Среде свойственна иерархическая неоднородность во всех пространственных масштабах, энергетическая активность, нелинейность и нестабильность протекающих в ней геодинамических процессов

(Николаев, 2002; Садовский и др., 1982). Среда находится в метастабильном состоянии и обладает чрезвычайно высокой чувствительностью к внешним воздействиям (Николаев, 2003). Разумеется, понятие «внешнее воздействие» условно: воздействие является внешним по отношению к системе более низкого ранга, но может быть внутренним относительно системы более высокого иерархического уровня.

Важным положением концепции нелинейной геофизической среды является то, что движущим фактором многих геодинамических процессов (образование трещин, возникновение очагов землетрясений, плавление горных пород и др.) является энергия, заключенная в самих горных породах, которая высвобождается при том или ином воздействии на них (Проблемы..., 2003). Другими словами, эти процессы представляют собой, по сути, отклик среды на внешнее воздействие, и чем сильнее среда отклоняется от состояния равновесия, тем заметнее и этот отклик. В соответствии с положениями неравновесной термодинамики энергетический баланс открытой системы, состоящей из горных пород, будет определяться двумя противоположными потоками энтропии: первый зависит от необратимых процессов внутри системы (применительно к горной породе – от разрыва связей атомов в кристаллической решетке), второй – от обмена энергией между системой и внешней средой. Наиболее интересными и важными свойствами

обладают неравновесные системы, когда производство энтропии внутри системы весьма существенно превышает ее энергетические потери вследствие обмена с окружающей средой. В этом случае в них происходит процесс самоорганизации и возникают т.н. диссипативные структуры, существование которых поддерживается лишь за счет рассеяния (диссипации) поступающей извне энергии. Наличие такого рода структур подтверждено многочисленными наблюдениями, которые выявили чрезвычайно широкое распространение феномена масштабного самоподобия в тектоносфере (Горяинов, Иванюк, 2001).

Как было показано выше, процесс растяжения литосферы и на континентальной стадии, и на стадии спрединга отличается весьма высокой пространственно-временной неустойчивостью: ось растяжения мигрирует во времени и в пространстве, результатом чего является присутствие в пределах пассивных окраин как протяженных впадин рифтовой природы, так и небольших континентальных блоков. Очевидно, что каковы бы ни были причины растяжения, именно такая реакция среды на растягивающие напряжения свидетельствует об ее нестабильности и нелинейных процессах в ней. Принципиально важно также, что всем стадиям формирования океанской литосферы при раздвиге континентов свойственны структуры с фрактальной, т.е. масштабно-инвариантной геометрией (Мирлин, 2005). Все эти факты в совокупности являются надежным подтверждением того, что и структурообразование, и формирование магматических очагов — как в зонах спрединга, так и в пределах трапповых провинций происходит в нелинейной, неравновесной, нестабильной геофизической среде.

Разработчики концепции нелинейной среды отмечали, что она более похожа на «... систему перетекающих «жидких сгустков», чем на укоренившуюся в нашем воображении «земную твердь» (Садовский, Писаренко, 1989, с. 7). С этой точки зрения широкое развитие в тектоносфере движений вихревого типа, свойственных жидкой и газовой средам (но, разумеется, в иных временных интервалах), можно рассматривать в качестве дополнительного подтверждения данной концепции.

Рассмотрим далее, в чем состоит специфика геодинамической обстановки в тектоносфере, обусловленная вихревым движением. В соответствии с определением движения данного типа, его особенность заключается в том, что вовлеченные в него массы вещества перемещаются не только поступательно, но и испытывают закручивание; при этом малые объемы (блоки, частицы вещества) кроме поступательного движения вращаются вокруг некоторой оси, положение которой

меняется со временем. Для конкретизации данного положения рассмотрим, как осуществляется взаимодействие блоков при раскрытии океанской впадины при наличии вихревой компоненты. На рис. 5 показано пространственно-временное изменение геодинамической обстановки в моменты времени t_1 и t_2 для плит А и Б в целом и для их произвольно выбранных частей в зоне раздвигания плит. Под влиянием вихревой компоненты ось раскрытия приобретает закругленные очертания на начальной стадии и сохраняет эту геометрию на стадии формирования срединно-океанского хребта и зон спрединга на его гребне (как это имеет место в большинстве океанских бассейнов). Как говорилось выше, в вихревом потоке каждый из элементов (частей, частиц) перемещается не только поступательно, но и вращается вокруг некоторой самостоятельной мгновенной оси. В силу этого при раскрытии океанского бассейна под воздействием движения вихревого типа на разных масштабных уровнях будет наблюдаться сходная картина: литосферные плиты в целом и вновь формируемые их части в зонах наращивания плит не только вращаются вокруг общего полюса Р, но и испытывают дифференциальное вращение относительно различных полюсов, причем положение последних меняется со временем — по мере закручивания вихря. Полюса, вокруг которых под воздействием вихревой компоненты закручиваются плиты А и Б, а также их отдельные части в зоне наращивания, различаются и это ведет к возникновению составляющей сдвига вдоль данной зоны, причем сдвиговая составляющая меняется не только вдоль простирания, но и по мере закручивания вихревой спрединговой системы. В совокупности, все это приводит к изменениям геодинамической обстановки в процессе раскрытия: в каждой точке зоны наращивания литосферы происходит смена напряжений — от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом). Существенно, что градиент перехода от сжатия к растяжению не остается постоянным, а увеличивается по мере закручивания вихря (стадии t_1 и t_2 на рис. 5).

Сжатие и сдвиг с последующим резким переходом к растяжению могут возникать не только в области замыкания вихря (рис. 5, врезки 1,3), но и в другой геодинамической обстановке: на стадии распада единого континентального массива. Линия его раскола имеет пилообразную конфигурацию вследствие присутствия не только растягивающей, но и сдвиговой составляющей, причем поле напряжений в противоположных частях зубцов этой «пилы» различно в связи со спецификой вихревого движения. На рис. 5 (врезка 2) показана ориентировка векторов напряжений для одной из сторон такого зубца в момент разделения континентального массива. Можно

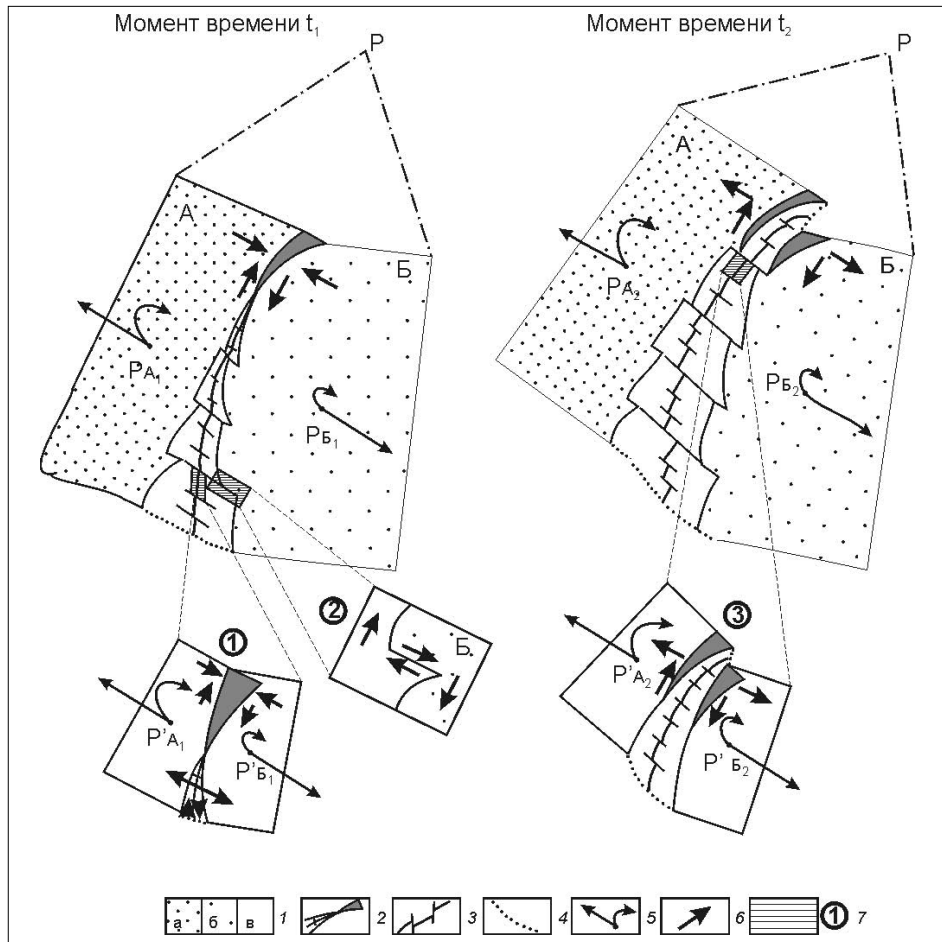


Рис. 5. Пространственно-временное изменение геодинамической обстановки в процессе раскрытия океанской впадины (моменты времени t_1 и t_2) при воздействии вихревой компоненты на разных масштабных уровнях. А, Б – литосферные плиты. 1 – литосфера: а и б – континентальная, в – океанская; 2 – зона сжатия и сдвига; 3 – ось раздвига; 4 – траектория движения плит и их отдельных частей. 5 – векторы направления вращения плит и их отдельных частей вокруг полюса раскрытия Р и самостоятельных мгновенных полюсов PA_1 , PB_1 , PA_2 , PB_2 (для плит в целом) и $P'A_1$, $P'B_1$, $P'A_2$, $P'B_2$ (для отдельных частей плит); б – вектора основных напряжений; 7 – положение и номера врезок.

видеть, что вихревая компонента, сопровождающая относительное движение континентальной плиты Б относительно плиты А, приводит к возникновению динамической поверхности, где преобладает пара сил: сдвига и сжатия. В последующем, при дальнейшем раздвиге континентов сжатие сменяется растяжением.

Рассмотренная модель носит, разумеется, сугубо обобщенный характер. Вытекающие из нее изменения геодинамической обстановки инвариантны относительно механических и термодинамических параметров среды, меняющиеся при изменении кинематики плит. В свою очередь, пространственно-временные изменения геодинамической обстановки инвариантны относительно масштабных уровней рассматриваемых частей плит с той лишь разницей, что величины напряжений будут уменьшаться по мере выделения все более мелких блоков (элементов) литосферы.

Для рассматриваемой проблемы принципи-

ально важно, что мощные излияния базальтовых лав в местах максимального закручивания продвигающихся спрединговых систем с образованием траппов по времени приурочены к периодам, когда сжатие сменяется растяжением. При этом во всех рассмотренных областях траппового магматизма основной его объем был извержен за очень короткое по геологическим меркам время: порядка первых миллионов лет, хотя общая длительность магматизма была большей. Эта его особенность прослеживается и для многих других трапповых провинций (к примеру, траппы Леванта, траппы Раджамахал и др. (Sheth, 1999)). По существу, речь идет об извержениях, носящих чрезвычайно кратковременный характер. Некоторые исследователи объясняют это тем, что спусковым крючком для формирования траппов служат удары крупных метеоритов (Boslough et al., 1996), но эта модель фактически не объясняет все другие особенности пространственно-временного распределения

траппов, рассматриваемые в данной статье. По нашему мнению, кратковременность формирования траппов также обусловлена принадлежностью спредингового и траппового магматизма к вихревым системам. В данном случае внешнее воздействие на среду, которое может приводить к образованию магматических очагов, заключается в пульсирующем, периодическом чередовании роста давления (и, соответственно, накопления энергии) и последующего его резкого уменьшения (с резким понижением температуры плавления). Не менее важным фактором, вероятно, является энергия, выделяемая средой за счет протекания экзотермических реакций. Подтверждением этого являются результаты проведенных лабораторных экспериментов над твердыми веществами, которые показывают, что при высоком внешнем давлении в сочетании со сдвигом (а именно это сочетание напряжений сопровождается движениями вихревого типа) разрушение горной породы за счет таких химических реакций приобретает форму взрыва (Ениколопян и др., 1987). Градиент сброса давления и, следовательно, интенсивность и объем плавления, меняются вдоль простирания вихревой системы, достигая максимума в области максимального закручивания, а также вблизи пилообразных выступов континентальных окраин. Именно в этих районах с сильно выраженными структурными и вещественными неоднородностями наиболее вероятны те воздействия на среду, которые приводят к образованию разноранговых магматических очагов.

Таким образом, природа связи крупнейших провинций плато-базальтов со структурными неоднородностями литосферы, а также феномен чрезвычайно кратковременного (взрывоподобного) извержения наибольшего объема трапповых базальтов становятся более понятными, если исходить из теоретических предпосылок о характере процессов в метастабильной геофизической среде, чем из представлений о их формировании за счет медленно восходящих мантийных потоков — плюмов. В то же время, предлагаемая нами модель вовсе не исключает восходящих потоков разогретого глубинного вещества, образующих узкие субвертикальные каналы, некоторые из которых устанавливаются по данным сейсмической томографии (например, под Исландией (Bijwaard, Spakman, 1999)), но рассматривает их природу с принципиально иной точки зрения. Ранее уже высказывалась гипотеза о том, что они связаны с вихревыми движениями повышенной интенсивности (Мирлин, 2006). Дополнительным и, по нашему мнению, существенным указанием в пользу этой точки зрения является факт присутствия во всех рассмотренных примерах трапповых провинций микроплит со скоростью

вращения, превышающей примерно на порядок скорость вращения крупных плит литосферы. Не исключено, что столь высокая скорость обусловлена именно интенсивными (разумеется, с учетом рассмотренных выше свойств среды) вихревыми движениями. Известно, что такие вихри сопровождаются весьма мощными восходящими потоками (Солдатенко, 1999), которые и выносят к поверхности вещество, обогащенное глубинной компонентой. Другими словами, согласно нашей концепции восходящие потоки мантийного вещества существуют, но зарождение их обусловлено процессами в самой тектоносфере благодаря нестабильности и неустойчивости слагающего ее вещества и нелинейным процессам в ней. Такие потоки создают необходимые условия для кратковременного, чрезвычайно мощного ареального магматизма, происходящего на фоне общего сводового поднятия кровли литосферы. В последующем магматизм локализуется в осевых зонах проградирующих рифтов, либо в пределах вновь образованных зон растяжения литосферы, заложенных в период наиболее интенсивной диссипации энергии.

Мы приходим к выводу, что наряду со струйными и медленными конвективными течениями, охватывающими всю мантию, в «твердых» оболочках Земли возможны относительно интенсивные вихревые движения. Отчетливо просматривается принципиальная аналогия с динамическими процессами во внешних оболочках Земли: воздушной и водной, где наряду с глобальной конвективной циркуляцией, также имеют место вихревые движения масс, масштаб и интенсивность которых меняются в огромных пределах (Солдатенко, 1999) (хотя, разумеется, временные масштабы процессов во внутренних и внешних оболочках принципиально различны). Еще одним аргументом в пользу сходства геофизической среды с другими природными средами служат данные об ясно выраженной, значительной сейсмической стратификации литосферы в тех районах, где были проведены детальные томографические исследования (Bijwaard, Spakman, 1999). Известно, что отчетливая стратификация по физическим характеристикам является неотъемлемым свойством и водной, и воздушной природных сред, что обуславливает их чрезвычайно высокую неустойчивость.

Отметим также, что в рамках предлагаемой нами модели находит объяснение не только природа крупнейших трапповых провинций, но и те феномены пространственно-временной эволюции зон спрединга, которые не укладываются в классическую плито-тектоническую модель. Действительно, в результате изучения океанских рифтов было показано, что при практически непрерывном раздвиге литосферных плит на-

рашивание океанской коры в них происходит неравномерно во времени и в пространстве. Этапы повышенной вулканической активности сменяются тектоническими этапами, причем смежные сегменты рифта могут находиться на различных стадиях вулкано-тектонического цикла (Tucholke, Lin, 1994). Кроме того, было выявлено, что океанские рифты являются областью проявления различных деформаций, связанных как с растяжением, так и со сжатием. Последние установлены не только по косвенным структурно-геоморфологическим и/или геофизическим данным, но и на основе изучения комплексов горных пород и особенностей их распространения (Пушаровский, 1980, 2003; Разницын, 2004 и др.). Отдельные рифтовые поднятия имеют отчетливо выраженное чешуйчатонадвиговое строение, а разрез коры характеризуется тектонической нарушенностью. Были получены также веские доказательства в пользу вращения разноранговых тектонических блоков, которое обуславливает специфическую морфологию срединных хребтов, напоминающую брусчатую мостовую благодаря образованию многочисленных сегментов разного порядка (Tucholke, Lin, 1994). Логическим результатом исследований зон спрединга явилась разработка геологической схемы их циклической эволюции, в которой принципиально существенную роль играет формирование наклонной зоны срыва, образование которой, скорее всего, связано с напряжениями сжатия (Tucholke et al., 1998).

Все эти факты вполне укладываются в рассмотренную выше модель раскрытия океанского бассейна в присутствии вихревой компоненты (рис. 5). Из нее следует, что в каждой точке зоны аккреции литосферы происходит смена напряжений – от сжатия (со сдвигом) к растяжению (со сдвигом). Очевидно, что именно это обуславливает и пространственно-временную неравномерность, и цикличность эволюции океанских рифтов, и возникновение напряжений сжатия на отдельных ее этапах, и формирование разноранговой сегментации зон спрединга за счет сдвиговой составляющей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, согласно развиваемой здесь модели, в основе которой – нелинейность, неустойчивость геофизической среды и ее энергоактивность, возникновение магматических очагов и в зонах спрединга, и в трапповых провинциях имеет сходную природу. Очевидно, тем не менее, что степень нелинейности геофизической среды, как и спектр воздействия на нее в действительности гораздо более разнообразны, чем это рассмотрено в данной работе. Соответственно,

и «отклики» на это воздействие применительно к формированию магматических очагов могут быть существенно различны: от образования единичного подводного вулкана и узкой зоны магматизма в зонах спрединга до формирования гигантской платобазальтовой провинции.

В заключение отметим два существенных момента. Первый: неоднократно отмечались терминологические трудности в определении, что считать внутриплитными процессами (в частности, внутриплитным магматизмом), поскольку зачастую их проявления и географически, и генетически приближены к активным либо зарождающимся границам плит (Лобковский и др., 2004). Подход к проблеме с точки зрения концепции нелинейной среды показывает, что эти трудности носят вполне объективный характер, ибо воздействие на среду, провоцирующее образование очага плавления, наиболее вероятно именно вблизи тектонически активной зоны, т.е. границы плит. Второй: опыт использования концепции нелинейной и нестабильной геофизической среды для решения конкретных задач магматизма и структурообразования пока еще крайне ограничен. В силу этого авторы отдают себе отчет в том, что предлагаемая модель природы траппового магматизма носит, во многом, концептуальный характер и в дальнейшем будет уточняться. Но, в то же время, по их убеждению, именно данный подход служит основой для объяснения природы самых разнообразных структур и процессов в «твердых» оболочках Земли, и ему предстоит занять весьма важное место в истолковании самых различных геодинамических феноменов.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных научных исследований Президиума РАН №17 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология».

Список литературы

- Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского общественного фонда «Наука – для Камчатки», 2004. 297 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы // Проблемы современной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000а. С. 69-103.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000б. № 4. С. 3-37.
- Ениколопян Н.С., Вольева В.Б., Хзарджян А.А.,

- Еришов В.В.* Взрывные химические реакции в твердых телах // ДАН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1165-1169.
- Ле Пишон К., Франито Ж., Бонин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
- Мирлин Е.Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 249 с.
- Мирлин Е.Г.* Фрактальное структурообразование на различных стадиях формирования океанской литосферы: предпосылки, примеры, проблемы // Океанология. 2005. Т. 45. № 6. С. 1-12.
- Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках Земли и их роли в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 1-17.
- Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Сущевская Н.М.* Вихревые спрединг-системы в литосфере и верхней мантии океанов // ДАН. 2005. Т. 401. С. 507-510.
- Николаев А.В.* Развитие методов нелинейной геофизики // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН». 2002. № 1 (20).
- Николаев А.В.* Черты геофизики XXI века // «Проблемы геофизики XXI века». Книга первая. М.: Наука, 2003. С. 7-16.
- Проблемы геофизики XXI века. Книга первая. М.: Наука, 2003. 311 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники океанов // Тектоника в исследованиях Геологического института. М.: Наука, 1980. С. 123-175.
- Пуцаровский Ю.М.* Геодинамическая неустойчивость океанского спрединга (Атлантический океан) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 3-13.
- Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. Труды Геологического института. Вып. 560. М.: Наука, 2004. 270 с.
- Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 528 с.
- Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестник АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3-18.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Физика Земли. 1989. № 2. С. 3-12.
- Солдатенко С.А.* Синоптические вихри в атмосфере и океане // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 2. С. 78-84.
- Anderson D.L.* Superplums and supercontinents // Geology. 1994. V. 22. P. 39-42.
- Bijwaard H., Spakman W.* Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 166. P. 121-126.
- Boslough M.B., Chael F.P., Trucano T.J. et al.* Axial focusing of impact energy in the Earth's interior: a possible link to flood basalts and hotspots // The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado. Geol. Soc. Amer. Special Paper 307. 1996. P. 541-550.
- Chaubey A.K., Bhattacharya G.C., Murty G.P.S. et al.* Early tertiary seafloor magnetic anomalies and paleo-propagators in the northern Arabian Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 154. P. 41-52.
- Coffin M.F., Eldholm O.* Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // Reviews of Geophysics. 1994. V. 32. P. 1-36.
- Courtillot V., Jaupart C., Manighetti I. et al.* On causal links between flood basalts and continental breakup // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 166. P. 177-195.
- Ebinger C.J., Yemane T., Harding D.J. et al.* Rift deflection, migration, and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. 2000. V. 112. P. 163-176.
- Gladezenko T.P., Skogaseid J., Eldholm O.* Namibia volcanic margin // Marine geophysical researches. 1998. V. 20. P. 313-341.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Kirstein L. et al.* Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Parana-Etendeka Province // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 335-349.
- Keilis-Borok V.I.* The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction // Reviews of Geophysics. 1990. V. 28. № 1. P. 19-34
- Lee J.S.* Some Characteristic Structural Types in Eastern Asia and Their Bearing upon the Problems of Continental Movements // Geol. Mag. LXVI. 1928. P. 422-430.
- Mahoney J.J., Duncan R.A., Khan W. et al.* Cretaceous volcanic rocks of the South Tethyan suture zone, Pakistan: implications for the Reunion hotspot and Deccan Traps // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 203. P. 295-310.
- Malod J.A., Droz L., Mustafa Kemal B., Patriat P.* Early spreading and continental to oceanic basement transition beneath the Indus deep-sea fan: northeastern Arabian sea // Marine geology. 1997. V. 141. P. 221-235.
- Marzoli A., Melluso L., Morra V. et al.* Geochronology and petrology of cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola). And relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province // Journal of Geodynamics. 1999. V. 28. P. 341-356.

- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V. 230. P. 42-45.
- Redfield T.F., Wheeler W.H., O'Fen M.* A kinematic model for the development of Afar Depression and its paleogeographic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 216. P. 383-398.
- Renne P.R., Glen J.M., Milner S.C., Duncan A.R.* Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa // *Geology*. 1996. V. 24. P. 659-662.
- Saunders A.D., Fitton J.G., Kerr A.C. et al.* The North Atlantic Igneous Province // Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph 100. 1997. American Geophys. Union. P. 45-93.
- Scotese C.R.* Paleomap Project. <http://www.scotese.com>, 2002.
- Sheth H.C.* Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy // *Tectonophysics*. 1999. V. 311. P. 1-29.
- Total A., Edholm O.* Continental margin off Western India and Deccan large igneous province // *Marine Geophys. Researches*. 1998. V. 20. P. 273-291.
- Tucholke B.E., Lin J.* A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust // *Journal of Geophys. Research*. 1994. V. 99. № B6. P. 11937-11958.
- Tucholke B.E., Lin J., Kleinrock M.C.* Megamullions and mullion structure defining oceanic metamorphic core complexes on the Mid-Atlantic Ridge // *Journal of Geophys. Research*. 1998. V. 103. № B5. P. 9857-9866.

POSSIBLE NATURE OF TRAP MAGMATISM (ON THE BASIS OF CONCEPTS OF WHIRLS IN TECTONOSPHERE AND THE NONLINEAR GEOPHYSICAL ENVIRONMENT)

E.G. Mirlin¹, M.V. Kononov², Yu.V. Mironov¹

¹*Vernadsky State Geological Museum of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 125009*

²*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997*

Geological-geophysical materials on most in detailed studied trap provinces which connected with evolution of oceanic forming whirling rift-spreading systems of tectonosphere are analysed. The primary magmatic centres are formed as in the field of their greatest whirling (provinces of Northern Atlantic, East African and Deccan), also near of the continental margin ledges which formation is connected with whirls (Parana-Etendeka). Specific character of movements of the given pattern is change of geodynamic conditions from a tension (with shear) to compression (with shear) in each point of a accretion zone of lithosphere, and the gradient of transition from compression to a tension increases in process of a whirling of whirl system. According to offered model, the primary magmatic centres appears as a result of dissipation of energy in the nonequilibrium nonlinear environment owing to influences on it, due to specific character of the whirling motion of lithosphere.