

Значение структуры мантийного плюма в эволюции плато-базальтов

(Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts *Earth and Planetary Science Letters*, 99 (1990) 79-93pp)

АННОТАЦИЯ

Морган [1,2] предполагал, что континентальные плато-базальты появляются как первое вулканическое проявление новых мантийных плюмов. Экспериментальные исследования вязких жидкостей показали, что новые, или «стартовые», плюмы должны состоять из большой выпуклой головы. затем идет узкий подводный трубопровод. Анализ течения плюма [3] показывает, что, если подъем плюма обусловлен тепловой плавучестью, голова будет увлекать за собой окружающую мантию, когда она поднимается. Голова охлаждается и увеличивается, развивается композиционная зональность исходной и увлекаемой мантии. Не загрязненный, относительно горячий материал источника плюма продолжает подниматься вверх, в связи с этим температура оси плюма становится выше, чем остальной части головы. Мы исследуем значение этой структуры плюма путем сравнения физических и химических характеристик двух базальтовых провинций (Декан и Кару) прогнозом динамической модели.

Хронология, тектоника и геохимия двух провинций хорошо согласуются с гипотезой стартового плюма. Мы приписываем внезапное начало и короткую продолжительность континентального плато-базальтового вулканизма на площади с поперечником 2000-2500 км плавлением головы плюма и его последующим уменьшением в узкой цепочке вулканической активности, шириной - 200 км плавлением хвоста плюма. Прогнозируется подъем поверхности на 500-1000 м, но он сменяется опусканием из-за латерального спрединга головы плюма до наступления основного периода вулканизма. Затем прогнозируется период ускоренного опускания, когда магма выходит из мантии и нагружает земную поверхность, после чего следует медленное опускание в течение 10^9 лет по мере того, как термальный аномалия плюма постепенно затухает. Время и продолжительность вулканизма не были точно предсказаны, но активность ожидается, если он начнется как взрыв и быстро затухнет в течение всего времени порядка 20 млн лет, в соответствии с датировкой, которая указывает на то, что основная часть магм в каждой провинции была извергнута в течение 2-3 млн лет, а затем последовали меньшие объемы в течение более далее 5-10 млн лет. Модель предсказывает, что высокотемпературные пикритовые расплавы, связанные с базальтами континентального наводка, происходит из горячей, относительно не загрязненного мантийного источника плюма на оси плюма, и более объемистые толеитовые базальты образуются плавлением более холодной гибридной мантии в голове плюма. Это объясняет, почему пикриты Кару и Декан сильно обогащены крайне несовместимыми элементами, что согласуется с плавлением источника типа OIB, тогда как связанные базальты слабо обогащены несовместимыми элементами, что согласуется с происхождением из смешанного источника OIB-нижней мантии

Введение

Реконструкции тектонических плит располагают ряд главных континентальных плато-базальтовых провинций (CFB) над известными горячими точками во время вулканизма. Примеры включают траппы Декана, Британская Арктическая провинция, Параны и Кару. Эти провинции перекрывают горячие точки Реюньон, Исландия, Тристан-де-Кунья и Крозе, соответственно [1]. К тому же, отсутствуют доказательства вулканизма над этими горячими точками до их ассоциации с плато базальтами [1,2]. Также очевидно, по максимальному содержанию MgO в базальтах что горячие точки являются зонами аномально горячего материала, поднимающийся из глубины мантии [4]. Таким образом, было высказано предположение, что CFB являются исходным вулканическим продуктом новых мантийных плюмов [1,2,5].

Мантийные плюмы должны происходить из горячего пограничный слой в глубине мантии, возможно термального пограничного слоя на границе ядро-мантия, где требуемый тепловой поток может дренироваться из ядра. Плюмы не могут образовываться от локальных аномальных концентраций радиоактивного нагрева, переносимого в мантии так как они не будут генерировать достаточно высокие температуры, чтобы обеспечить плавучесть, необходимую для плюма к кровле мантии [6].

Вновь образовавшийся плюм, исходящий из неустойчивый пограничного слоя, состоит из двух частей: крупной выпуклой головы и относительно узкого хвоста [7]. Голова большая, потому что плавучий материал исткающий из исходной области не может вытеснить вышележащей мантии и быстро подняться до аккумуляции большого количества необходимого для всплывания. Хвост, или питающий канал, узкий,

потому что горячий материал с низкой вязкостью течет по нему, может подниматься гораздо быстрее головы, несмотря на малый диаметр. Мы называем его - «пусковой плюм».

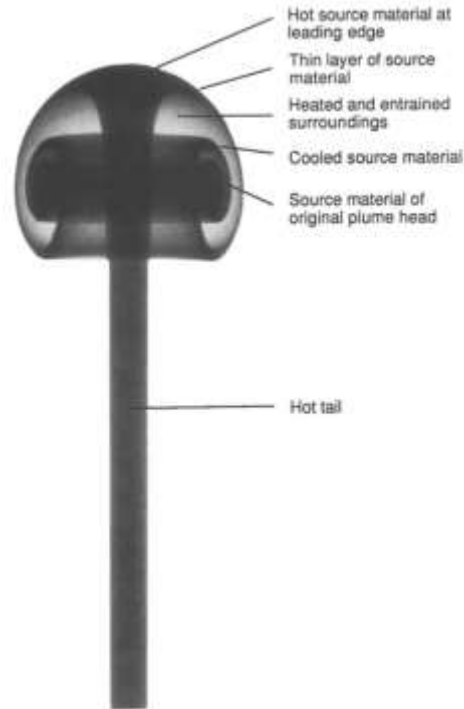


Рис. 1. Фотография лабораторного стартового плюма [45], показывающая структуру, обусловленную теплопроводностью и последующим дренажем окружающей жидкости. Ключевые особенности плюма маркируется. Темные области представляют собой окрашенный материал, полученный из источника, который заворачивается между слоями внедряемой мантии в выпуклую голову. Горячий исходный материал непрерывно подается через хвост к вершине головы плюма. Средняя температура головы определяет динамику подъема плюма, и эта температура уменьшается по мере увеличения объема головы со временем. Питающий канал в этом лабораторном опыте гораздо шире, по сравнению с головой, чем ожидается для мантийных плюмов, поскольку вязкость материала теплопровода в экспериментах составляет всего на два порядка меньше, чем у окружающих, тогда как контраст вязкости в мантии может составлять 10^{-2} - 10^{-5} . Значительно более узкие каналы наблюдаются в опытах со сложными плотностями и контрастами вязкости.

Предыдущие попытки установить связь между СФВ и пусковыми плюмами [5,8] предполагают динамику плюма на основе лабораторных экспериментов, в которых подъем плюма управляется композиционной (следовательно, эффективно нерассеивающей) плавучестью. Обсуждения плато-базальтов не рассматривали структуру плюмов, управляемых по тепловой плавучести. Мы будем утверждать, что это структура сильно влияет на динамику плюма и на петрологию и геохимию образующихся магм.

В лабораторных экспериментах с плюмами, управляемыми плавучестью в результате теплового расширения, теплопроводность приводит к драматическим эффектам [3,6,9,10]. Если есть постоянная подача горячей жидкости из области источника снова пусковой плюм состоит из большой шаровидной головки и узкого питающего канала. Однако, когда голова поднимается, тонкий пограничный слой прилегающей к мантии, нагревается до тех пор, пока его температура и плотность не станут сопоставимы с плюмовыми. Этот материал затем становится частью плюма и перемешивается в исходном материале рециркуляционным потоком внутри головы. Таким образом, голова представляет собой смесь материала как из горячего источника, так и из более холодной мантий, через которую проходит голова. Поток, в образующемся канале, с другой стороны, по крайней мере на время, прежде чем он будет наклонен более крупными смещениями в верхней мантии не увлекает значительного количества прилегающей мантии или охлаждается по мере подъема [11]. Его температура остается заметно выше чем средняя температура в

голове плюма, и его состав такой же, как у пограничного слоя, из которого исходит плюм. Поток из мантийного источника течет вверх по осевому каналу до тех пор, пока достигнет макушки головы, где распространяется радиально наружу над колпаком и заворачивается сферическим вихрем (рис. 1) [3]. Вследствие этого радиального течения, исходный материал становится тонким слоем с большой площадью поверхности, который теряет тепло уносимое материалом, когда оба обернуты вместе. Затем головка плюма по составу и термически становится зональной. Самая горячая часть головы, кроме оси плюма, представляет собой тонкий слой исходного материала на верхней части головы. Также теплее, чем в среднем температура головы - расширяющийся бублик формованная масса, содержащая исходную мантию, которая формирует голову пускового плюма в начале его развития (см. рис. 1). Однако большие температурные градиенты ограничены осевым каналом и по периметру головы, с градиентами в внутренней части головы, рассеянные по проводимости. В контрасте, если источник плюма и вышележащая мантия имеет различный состав, зональность по составу сохранится в масштабах порядка 10 км, по всей голове [3]. Современные базальты горячих точек характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) и отчетливыми изотопными признаками. Таким образом, если предполагается, что источником пусковых плюмов является мантия типа OIB (то, что образует обогащенный источник базальтов океанических островов), головка плюма должна быть зональной со слоями обогащенного OIB типа мантии, разделяющей области нормальной (извлеченной) мантии (рис. 1). Используя динамическую модель пускового плюма Гриффитса и Кэмпбелла [3] распространили результаты лабораторных экспериментов и предсказали, что головы термальных плюмов, возникающих на границе ядро-мантия, вероятно, будут иметь диаметры в диапазоне от 800 до 1200 км к моменту достижения литосферы. Эти размеры не чувствительны к плавучести потока зависят от вязкости нижней мантии. Поскольку окончательный диаметр головки плюма сравнима с глубиной верхней мантии, почти весь дренаж происходит из нижней мантии. Исходная мантия будет составлять только 20-40% объема головы, в зависимости в первую очередь от объема потока из источника, баланса извлекаемого материала нижней мантии. Прогнозируется, что плюмы, происходящие из переходной зоны на глубине 650 км образуют головки диаметром менее 300 км. Наша модель отличается от модели Уайта и McKenzie [8], поскольку последние, хотя и признает существенную связь между CFB и мантийным плюмами, не делает поправку на сильную временную зависимость пусковых плюмов или роль дренирования (извлечения). Мы обсуждаем достоинства двух моделей в конце статьи. В этой статье мы сравниваем прогнозы модели пусковых плюмов Гриффитса и Кэмпбелла [3] с физико-химическими характеристиками мезозойских/кайнозойских CFB.. Модель обеспечивает простое объяснение внезапного появления базальтовых магмы на площади 2000-2500 км в поперечнике с последующим быстрым сокращением извержения до цепи вулканов шириной 100-300 км. Мы утверждаем, что плато-базальты происходят при плавлении относительно холодных областей головы плюма, которые представляют собой смесь исходной мантии и дренированного материала нижней мантии, тогда как связанные пикриты происходят из горячей и относительно не контаминированной исходной мантии плюма оси или хвоста. Расчеты гидродинамики модели согласуются с оценками объемов и площадных проявлений вулканизма, а также хронологии последовательности подъемов, за которыми следовали опускания и вулканизм.

2. Характеристики континентальных плато-базальтов

Мы начнем с обзора основных петрологических и геохимических характеристик Деканских траппов Индии и Кару юга Африки. Мы выбрали их в качестве примеров CFB, потому что они хорошо задокументированы. Обе провинции включают пикритовые базальты с содержанием MgO более 16 мас. % связи с чем предполагается, что они происходят из аномально горячего мантийного источника [4]. Кроме того, тектонические плитовые реконструкции помещают вулканические провинции над известной горячей точкой во время вулканизма [2], а вулканы представляют древнейшую активность, связанная с плюмом, что позволяет предполагать их образование, в качестве продукта пускового плюма. Уайт и Маккензи [8] дают подробный обзор других примеров континентального плато-вулканизма.

2.1. Деканские траппы

Геоморфологические исследования показали, что поверхность, на которой вулканы Деканских траппов были извержены, подверглись экструзивному пенепленированию, латеритизация и поднятию перед вулканизма. Поднятие приняло форму пологой арки, центрированной Пахмартик Хиллс к югу от долины Нармада, где контакт между траппами и подстилающими слоями Гондваны в настоящее время примерно на

1000 м выше, чем на окраинах. траппов [12]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка вулканизма оценивается 70-60 млн лет. Дункан и Пайл [13] показали, что возрасты основания и кровли комплексного разреза 2 км вблизи Бомбей были неразличимы и имеют одно значение $67,4 \pm 0,7$ млн лет назад, предполагая быстрый вулканизм. Этот вывод подтверждается магнитными стратиграфическими исследованиями, которые поместить большую часть вулканизма в пределах трех хрон (NRN) полярности толщи, которая не могла быть более 3 млн лет и, вероятно, менее 1 млн лет [14].

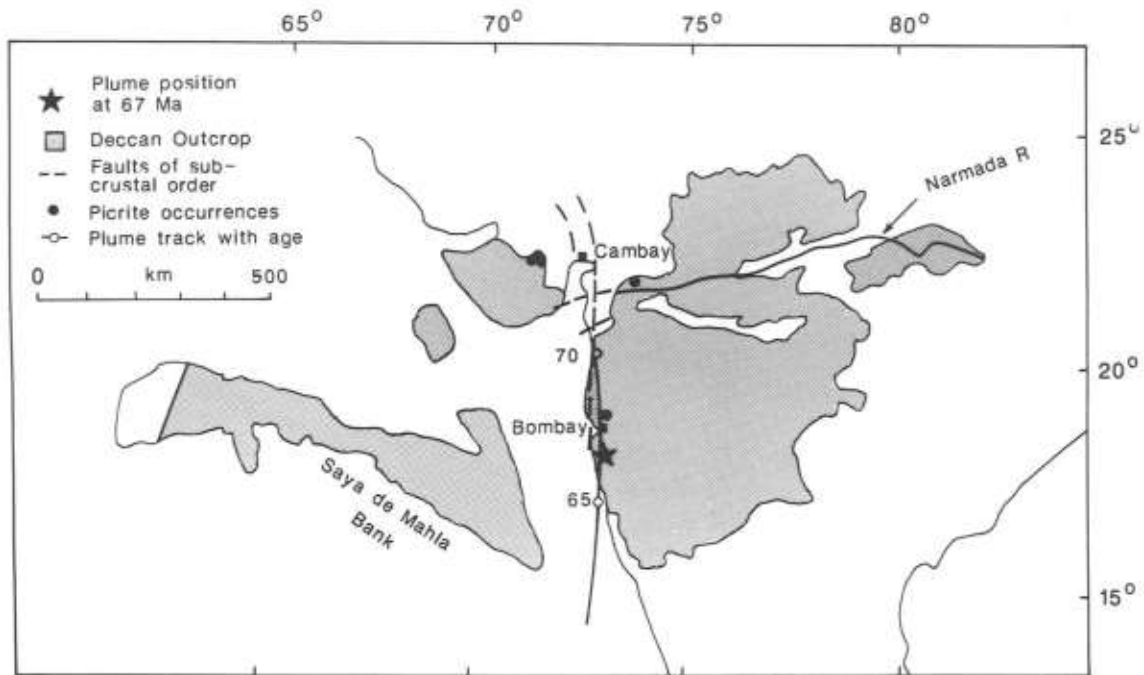


Рис. 2. Карта Деканских траппов перед отделением банки Сая-да-Малха от Индии после [8], показывающая простираие базальтовых обнажений, известные проявления пикрита (из [21]), след горячей точки Реюньон (из [47]) и местоположение горячей точки во время формирования Деканских траппов.

Одновременно с вулканизмом образовались два крупных грабена: Камбей Бэзин северо-северо-западного простирания и восточно-северо-восточный грабен Нармада [12,15]. Эти грабены пересекаются несколько южнее Камбейского залива (рис. 2). Они содержат до 2,4 км базальтов и 6 км терригенных отложений [15]. Площадь Декана, в том числе банки Saya de Malha, составляет примерно 2000×1000 км и объем извергнутых магм превышает $1,5 \times 10^6$ км³ [5]. Наиболее подробные исследования геохимии базальтов Декана были сделаны в районе Западные Гатс недалеко от Бомбея. Здесь одиннадцать формаций были выделены [16-19]. Подавляющее большинство потоков являются толеитовыми, пикритовые базальты встречаются на ряде уровней, особенно у основания толщи [16,18]. Толща обычно падают на юг под углом менее 1°, при этом более молодые образования перекрывают более старые. Уоттс и Кокс [20] интерпретировали это взаимоотношение, обусловленное реакцией на изгиб континентальной литосферы по мере того, как вулканическая нагрузка мигрирует на юг. Пикриты с высоким содержанием магния были обнаружены в нижней части стратиграфической толщи на ограниченном количестве мест, в основном вблизи Камбейского залива, недалеко от линии, обозначающей ось плюма (рис. 2). Эти породы кристаллизовались из магм, содержащих не менее 16 % MgO [21], но в объемном отношении в настоящее время являются незначительной частью обнаженных траппов. Имеются подробные геохимические данные для некоторых высокомагнезиальных пикритов [21] и для верхних пяти пластов [17,18] и предварительные данные для нижних шести [16]. Эти данные, за исключением формации Буше, показывают общее восходящее снижение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [16-18] и отношений сильно несовместимых дослабо несовместимым элементов (например, Ba/Y). Характерные содержания микроэлементов в верхних пяти формациях в районе Бомбея и пример пикрита нанесены на рис. 3. Самые нижние из этих образований (Буше и Поларпур) имеют

ярко выраженные и слабые отрицательные Nb аномалий соответственно. Это, вместе с изотопными данными, приняты Коксом и Хоксвортом [18] как свидетельство коровой контаминацией. [14].

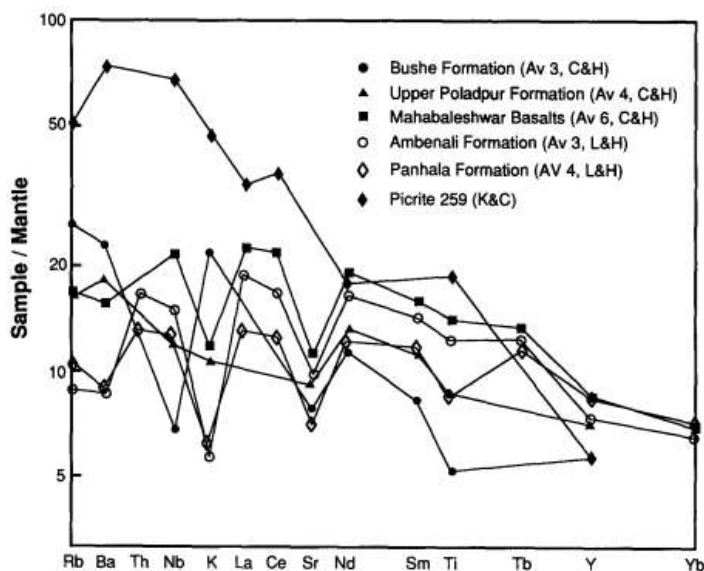


Рис. 3. Графики содержания редких элементов в мантии для рек Буше, Верхний Поладпур, Махабалешвар, Амбенали и Панхала. Формации и пикриты из мантии Деканских траппов, нормализующие значения из Sun и McDonough [48]; данные из [17,18,21]

Однако верхние формации (Амбенали, Махабалешвар и Панхала) и пикриты делают не показывают аномалий Nb и, как полагают, претерпели незначительную коровую контаминацию или не подвергались его вовсе. Нормализованные модели численности для этих формаций показывают обогащение крайне несовместимыми микроэлементами. Обогащение пикритов особенно сильное и приближается к тому, что наблюдается в щелочных базальтах океанических островов. Верхние формации изотопно и геохимически отличаются друг от друга, предполагая, что они произошли из несколько разных мантийных источников [17]. На графике Sr/Nd образцы изотопов из не контаминированных формаций ложатся субпараллельно мантийному массиву в аналогичную позицию базальтов океанского острова Кергелен [18].

2.2. Кару

Вулканы Кару встречаются в виде разрозненных выбросов, представляющий то, что изначально было гораздо более обширная вулканическая провинция (рис. 4). Обнажения простираются от Лесото на юге до Зимбабве на юге, на севере и от Мариентала на западе до Мозамбика на востоке. Сохранившиеся обнажения охватывают только 140 000 км² [22], но они разбросаны и лежат в районе примерно 2200 x 1800 км, предполагая, что первоначальная область, покрытая вулканами, могла достигала 3 000 000 км². Объем базальтовой толщи трудно оценить, потому что верхняя часть была удалена эрозией в большинстве области. Также неясно, какая часть провинции первоначально был покрыта базальтами. Одна из возможностей что большая часть из 3 000 000 км² была покрыта, и большая часть изверженного материала впоследствии была удалена эрозией. Альтернативно плюм Кару мог быть избирательным в своей способности проникать в литосферу; извержения в основном приурочены к наблюдаемым участкам обнажений. Ричардс и др. [5] оценили объем базальтов Кару 2×10^6 км³.

Большинство датировок базальтов Кару находятся в интервале 190 - 193 млн лет назад, тогда как формация Джозини (основная риолитовая пачка района Лебомбо) дает возраст от 176 до 179 млн лет [23]. Существует также свита более поздних долеритовых даек с возрастом 165 лет Ма. Лучшие обнажения вулканитов Кару найдены в районе Лебомбо, где вулканическая толща мощностью 6-9 км вулканическая толща накинута на моноклиналь, формировались одновременно с базальтами [22]. Этот район важен тем, что обеспечивает полный поперечный разрез толщи плато-базальтов близко к линии отступления оси плюма. Вулканическая стратиграфия состоит из тонкой базальной толщи нефелинитов, перекрытых

пикритовыми базальтами, за которыми следуют базальты, включая основные андезиты и редкие шошиниты и, наконец, мощная риолитовую пачку [22]. В Мозамбике происходит возвращение к истокам вулканизма с чередованием базальтовых и риолитовых потоков. Системы нормализованных содержаний микроэлементов типичных нефелинитов, пикритов и базальтов из северного Лебомбо показаны на рис. 5. Нефелинит характеризуется сильным обогащением высоко несовместимые элементы и отличаются от нефелинитов океанических островов. Картина пикритов похожа на рисунок нефелинита, но, в отличие от нефелинитов, имеет ярко выраженную Nb аномалию.

Базальт также имеет аномалию Nb и сравнимые концентрации крайне несовместимых элементов с пикритами, но заметно более низкие. Отношение La/Yb. Базальты южного Лебомбо демонстрируют меньшее обогащение несовместимыми элементами, чем их северные собратья. У них есть аналогичные концентрации тяжелых РЗЭ, но только половину средняя концентрация легких РЗЭ. Лавы с низким K₂O и других несовместимых элементов содержаниями также находятся в северной части Лебомбо, но неизменно высоки в толщах [24]. Здесь базальты над риолитами включают примеры, которые являются одними из самых примитивных, найденных в Кару. Наиболее истощенные магмы в районе Лебомбо представлены дайками Рой Рэнд, которые вторгаются в шарнирную зону моноклинали Лебомбо. Эти дайки имеют MORB-подобную геохимию с деплетированием легких РЗЭ и низкими исходными ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [22]. Базальты из других частей Кару делятся на с низким содержанием титана, который показывает слабое обогащение крайне несовместимыми элементами, и с высоким содержанием титана, который сильно обогащен этими элементами.

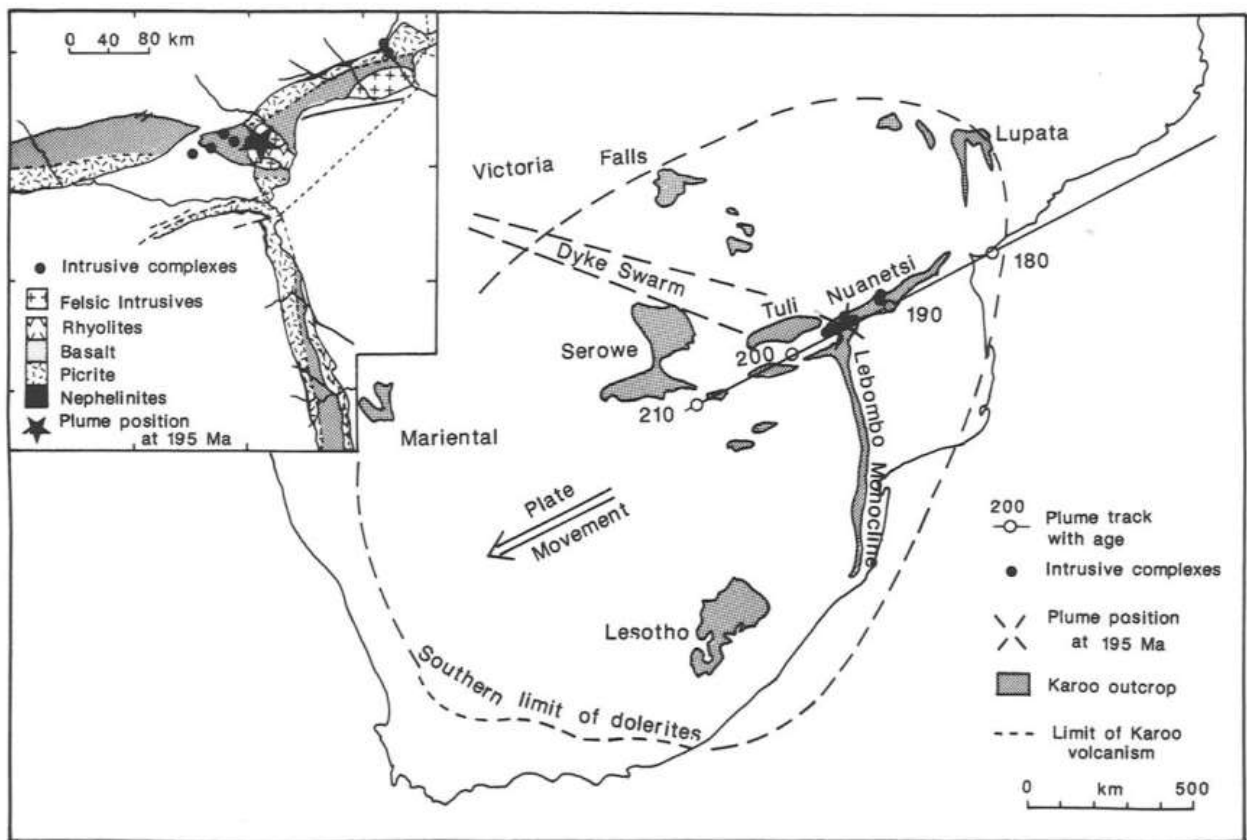


Рис. 4. Карта базальтовой провинции Кару, показывающая распространение обнажений, путь горячей точки Крозе во время у. формирования базальтов Кару, и наша оценка первоначального распространения вулканизма Кару. На вставке показано распределение пикритов и нефелинитов в северной части Лебомбо. Они происходят вблизи линии отступления очага. Данные Eales et al. [49] и Бристону [50]. Положение шлейфа из Моргана [2]

Базальты с низким содержанием титана преобладают на юге, хотя базальты с высоким содержанием титана были зарегистрированы у основания толщи в районе Стромберге. На севере преобладают высокотитанистые базальты, но происходит возврат низкотитанистых базальтов на крайнем севере. Пикриты встречаются только в северной части Лебомбо. области, близкой к треку горячей точки (рис. 4). Те, у которых содержание MgO от 12 до 18% MgO состоит в основном в стекле и закаленном оливине, тогда как пикриты с содержанием MgO более 18% содержат оливиновые вкрапленники [24]. Наиболее богатые Mg оливины имеют содержание форстерита Fo₉₂. Эти наблюдения предполагают, что самая высочайшие температуры прикритовых расплавов в районе Лебомбо характерны для содержания MgO не менее 18%. Все пикриты в районе Лебомбо обогащены крайне несовместимыми элементами, но степень обогащения сильно варьируется. (Ce/Yb) в диапазоне от 2,5 до 25 Ba/Nb от 19 до 51[25].

3. Сравнение с модельными прогнозами

Декан и Кару показывают ряд общие черты, многие из которых также обнаруживаются в других примерах CFB. В каждом случае вулканизм начинается внезапно и распространяется на большую и примерно равную площадь 2000-2500 км в ширина. Затем он быстро сжимается до узкой линейной вулканической цепи, 100-300 км в поперечнике, маркируя более поздний трек горячих точек. Частота извержений для CFB аномально велики: минимальные оценки для средней скорости извержения базальта в течение наиболее активных периодов составляют 10 м³ с⁻¹ для Декана. (за период 4 млн лет) и 70 м³ с⁻¹ для Кару (в течение 3 млн лет). Эти ставки В 10-100 раз больше, чем продолжающееся извержение со скоростью 0,7-1,3 м³ S⁻¹ для Реюньона и горячих точек Крозе соответственно [5].

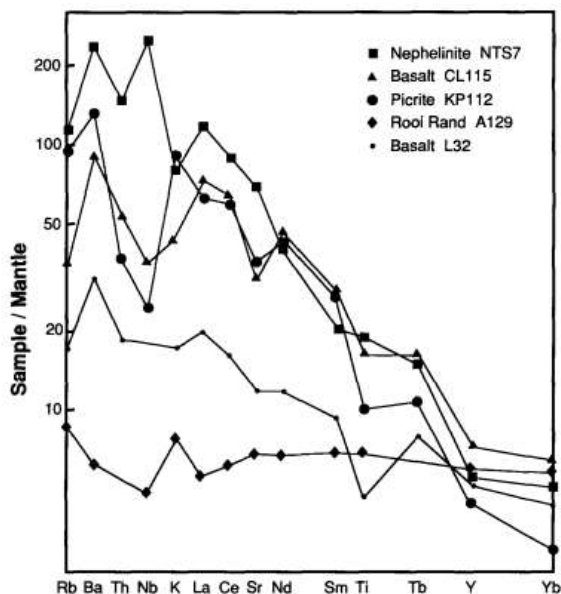


Рис. 5. Мантийные нормированные системы содержаний редких элементов для пяти образцов Кару: нефелинита (NTS 7), пикрита (KP112) и базальт (CL115) из северного Лебомбо; базальт (L32) и дайки Рой Рэнд (A129) из южной части Лебомбо. Данные из Дункан и др. [51].

В качестве дополнительное сравнение, даже след гавайской горячей точки, мощнейший из современных плюмов, имеет собой максимальную скорость извержения всего 3 м³ с⁻¹. [26]. Для обеих рассматриваемых провинций CFB вулканизм длился не менее 7-15 лет. млн лет, хотя основная масса базальтов, вероятно, была извержена в течение начального короткого периода 1-4 Ма.

Отметим, что на рис. 2 и 4 предполагаемый центр вулканической провинции отображается относительно расположения горячей точки во время вулканизма и смещение находится в направление дрейфа континентов. Это согласуется с головкой плюма эффективно прикрепляется к плите 10-15 млн лет (см. рис. 2 и 4) до начала вулканизма. Наши лабораторные наблюдения показывают, что в это время вершина плюма могла достичь глубины менее ¼ диаметр головы плюма (т.е. <250 км).

Еще одна черта, общая для Декана и Кару - это местонахождение пикритов. Они встречается только

в районе, близком к линии отступление горячей точки (см. рис. 2 и 4). Пикриты обогащены легкими РЗЭ по сравнению с базальтами, которые, в свою очередь, обогащены по отношению к MORB. Эти и другие характеристики обсуждаются кратко ниже, где они сравниваются с прогнозами, основанными на гипотезе пускового плюма.

3.1. Диаметр головки плюма

Диаметр мантийной термальной аномалии необходимый для формирования провинции CFB можно оценить из латерального распространения вулканизма и, более точно, от степени связанного поднятия. Ширина крупных провинций, включая Декан и Кару, 2000 и 2500 км [8]. Эта цифра может быть немного больше, чем ширина мантийной термальной аномалии, поскольку лава могла течь за пределы точки их извержения. К сожалению, латеральное распространение отдельных потоков отмечается редко. На юго-востоке Австралии, где длины потоков были измерены и где базальты имеют схожий состав с Деканом и Кару, самый большой поток имеет длину 60 км (Р. Прайс, чел. коммун., 1989 [27]). Самый длинный задокументированный поток Декана имеет длину 150 км [19]. Еще одно свидетельство мантийной термальной аномалии, простирающейся вблизи границ вулканических провинций обеспечивается наличием даек на южной границе Кару (см. рис. 4) и на северо-восточной окраине Декана [19]. Базальты северо-восточного Декана также содержат обильные вкрапленники, приведшие Махони [19] к выводу, что они далеко не удалены от точки их извержения. Наконец, а может быть, самое главное, область вулканизма близко совпадает с областью поднятия, обеспечивая прямое свидетельство того, что под базальтами мантийная термальная аномалия аналогичных размеров. Поэтому мы согласны с выводом Уайта и Маккензи [8], что мантийная термальная аномалия, приводящая к возникновению CFB, имели диаметр 2000 - 2500 км. По размеру мантийной термальной аномалии мы можем оценить размер головки плюма, необходимого для его продуктивности. Новый плюм должен вытеснить вышележащую мантию, чтобы подняться. Как головки приблизится к поверхности, близость к поверхности и, в меньшей степени, жесткость литосфера замедлят скорость, с которой голова может вытеснить оставшуюся вышележащую мантию. Результатом является горизонтальный спрединг и выравнивание головки. Эксперименты с плавучими сферами жидкости [28] показывают, что уплощение станет очевидным, как только вершина плюма находится в пределах 0,5 диаметра головы от поверхности, и что диаметр головки будет увеличиваться в несколько раз примерно два до того, как лучевая скорость значительно уменьшится. Следовательно, диаметр плюма перед сплющиванием будет составлять примерно половину ширины провинции плато-базальтов или - 1000 км для плюмов Декана и Кару. Этот результат согласуется с диаметрами, предсказанными на основе теоретического анализа тепловых плюмов [3].

Расчеты, представленные Гриффитсом и Кэмпбелл [3] предполагают более низкую вязкость мантии 10^{22} Па с ($2,5 \times 10^{18}$ м² с⁻¹) и плюм-мантийная температурная аномалия вблизи границы ядро-мантия 200-800°C. В настоящее время потоки плавучести горячих точек, которые по топографии морского дна [29,30], а температурная аномалия источника 200-400°C, получаем объемные потоки источника 15-30 м³ с⁻¹ для горячей точки Крозе и 60-120 м³ с⁻¹ для Реюньона. Диаметр головки в верхней части мантии составляет, однако, по прогнозам, только 250-300 км [3,8] и могут не образовать термальную аномалию с размерами, требуемыми объяснения для провинций CFB объяснения не будут одинаковыми для этих двух расхода и составляет 800-1200 км для зарождения шлейфов. Плюмы, образующиеся на высоте верхней и нижней мантии. Имеет расчетный диаметр всего 250-300 км [3,8] и не может давать термическую аномалию с размерами, обоснованными для объяснения провинций CFB. Превосходное сравнение между теоретическими прогнозами и наблюдаемыми размерами провинций CFB подтверждает гипотезы, что мощные мантийные плюмы, ответственные за CFB, происходят на границе ядра и мантии [3]. Огромный размер головок плюмов также означает, что верхняя мантия будет эвакуирована, но не завернут в головку. *Только нижняя мантия и исходный материал будут вмещался в плюм.*

Объем головы плюма с диаметром 1000 км, составляет - 5×10^8 км³. Когда он сглаживается под литосферой образует диск - 2000 км в диаметре и - 170 км толщины. Только мантия в верхней части этого диска можно поднять давление, необходимое для плавления толеитовых базальтов, типа, обнаруженного в плато-базальтах, как правило, принятого в пределах давления 1-1,5 ГПа [31], что эквивалентно глубинам 40-55 км, предполагая, что плавление ограничено верхними 10% или менее объема плюма, который поднимается из-под континентальной коры (хотя цифра может быть больше для плюма, поднимающегося из-под новой океанической коры). Этот вывод согласуется с уменьшением соотношения элементов, как La/Yb и Ba/Nb в

последующих единицах, что мы интерпретируем как указание на то, что самые ранние базальты в Кару и Декане происходят из смешанного ОIВ-нижнего мантийного источника. Компонент нижней мантии становится все более важным в более поздних потоках. Здесь нет доказательств о возвращении к более обогащенным базальтам в самых молодых потоках, свидетельствующие о третьем (OIBrich) слое в головной части плюма не вошедших в зону плавления. Наша теоретическая модель смешения тепловых пусковых плюмов [3] предсказывает, что суммарная толщина двух верхних слоев после выравнивания головы, будет порядка 10 км, составляя 5-10% объема головки.

Степень частичного плавления требовала, чтобы образовать плато-базальты обводненных базальтов, вероятно, находилась в пределах 10-15% [4]. Если принять, что доля плавления составляет 15% и что плавление ограничено верхними 10% плюма, объём расплава, произведенного пусковым плюмом будет - 10^7 км³. Эта цифра согласуется с оценкой Уайта и Маккензи [8] объема магмы, произведенной Исландским пусковым плюмом, но больше, чем оценка для объема базальтов в других провинциях СFB. Некоторая разница может быть из-за накопления магмы в земной коре во время подъёма и некоторого (особенно в Кару) небольшого истончения литосфера

3.2. Подъем и опускание

Когда головка плюма поднимается под континентальную литосферу, плавучесть, которую он вносит в верхнюю мантию поднимет вышележащую мантию и кору в приблизительное изостатическое равновесие. Значительное поднятие земной поверхности начинается за 10-20 млн лет до начала вулканизма, когда вершина плюма находится на один-два диаметра ниже поверхности, и это достигает максимума при плюме 0,1-0,2 диаметра от поверхности [28]. По оценкам диаметр головы плюма порядка 1000 км и температурная аномалия 100°C, максимальная скорость подъема по оси плюма прогнозируется 20-40 м/М.а. Максимальный подъем 500-1000 м. должен быть достигнут, когда плюм находится на глубине 100-200 км. Таким образом, если только обширное литосферное растяжение произошло в результате действия других сил до подъема плюма [8], плавление на глубинах 40-55 км не должно возникать до тех пор пока поднятие не произойдет. Это повсеместное поднятие, предшествующее вулканизму, связанное с плюмами, подвергает литосферу напряжению и может вызвать растяжение [32], аналогичное требуемому в модели Уайта и Маккензи [8].

Подъем сменяется опусканием. Во-первых, поскольку головка плюма распространяется под континентальной литосферой мантийная аномалия плавучести рассеивается на большей площади, что приводит к проседанию над осью плюма, но с продолжением поднятия вблизи края плюма за период порядка 20-60 млн лет [28]. Во-вторых, удаление магмы из мантии дефлирует головку плюма и приводит к усиленному проседанию вышележащей земной коры и мантийной литосферы. Этот процесс вместе с весовой нагрузкой вулканического материала на поверхности должна привести к контакту между базальтами и поверхностью, они извергаются для того, чтобы опуститься, хотя вершина вулканической толщи несколько увеличится, поскольку удельный объем базальта примерно на 10% больше, чем мантии. Наконец, распад мантийной термальной аномалии кондуктивной потерей тепла на поверхность вызывает экс чрезвычайно постепенное, региональное опускание в течение периода порядка 10^9 лет.

Проседание может привести к накоплению отложений, особенно если бассейн опускается ниже уровня моря. Доказательств подъема, предшествовавшего вулканизму, как предсказывает модель головы плюма, немного, но это не удивительно, потому что раннее поднятие перекрывается более поздним опусканием, и это самое позднее события, которые легче всего распознать. Однако, поднятие до вулканизма было зафиксировано в двух плато-базальтовых провинциях: Деканские траппы, как уже отмечалось [12], и траппы Сибирской платформы, на которой видны следы плавного изгиба до опускания [33]. Напряжение, создаваемое восходящим плюмом, будет придать к истончению литосферы земной коры и мантии, поскольку обе они имеют тенденцию соскальзывать с приподнятой области под действием силы тяжести [32]. Лучшее свидетельство истончения земной коры получено на Сибирской платформе, где сейсмические исследования показывают, что земная кора имеет толщину около 30 км под Тунгусским бассейном по сравнению с 35-40 км по южному флангу бассейна [34]. Истончение коры сопровождается глубинными разломами земной коры, образующими ступеньки в земной коре. Доказательства истончения мантийной литосферы, с другой стороны, является косвенной: экспериментальные исследования происхождения базальта магмы предполагают, что толеитовые магмы обнаружены в базальтовых провинциях континентальных плато-базальтов в форме в диапазоне глубин 40-55 км [31], требующих вершина головы

плюма, чтобы подняться внутрь 10-25 км подошвы земной коры.

Доказательства оседания гораздо яснее. Плато-базальты встречаются в обширных, проседающих бассейнах, окружен возвышенностями [35]. В Кару базальтовая толща залегает на эоловых песчаниках и озерных отложениях и руслах рек [22], подразумевая плавное опускание на обширной территории. до вулканизма. В некоторых районах оседание приводит к развитию грабенов. Примеры включают Камбейский бассейн и грабен Нармада Деканских траппов, а также синклинали Туфа и Нуанетси в северной части Лебомбо в Кару. Данные из Декана свидетельствуют о том, что усиленное опускание совпадает с началом вулканизма [12,15], и мы предполагаем, что это следует излияние магмы из головы плюма. Это усиленное проседание будет наибольшим над областями, где объем и степень частичного плавления является наибольшим, которое, вероятно, находится вблизи оси плюма. Таким образом, грабены Кару и Декан находятся в тесной связи с пикритами, вблизи положения оси плюма во время вулканизма (рис. 2 и 4). Вулканы синклиналей Тули и Нуанетсицкой синклиналей складчатые, предполагая, что опускание продолжается после основного периода вулканизма. Это может быть связано с преимущественным оттоком корового расплава из области высокого давления ниже мощных вулкаников в синклиналях [36]. Интересно также отметить, что Камбей Бассейн (Грабен) лежит на продолжении следа горячей точки Реюньона, когда он экстраполируется под ловушки. Аналогичное совпадение грабенов, пикритов и треков горячей точки доступа наблюдению в Кару. Грабены, синклинали и крупные разломы в обеих провинциях образуют спицеобразный узор с пересечением, которое лежит на треке горячей точки (рис. 2 и 4). Кажется, что есть три радиальные линии в Кару и четыре линии, образующие крест в Декане. Мы принимаем это как доказательство того, что плюмы активно вызывают напряжение в земной коре

3.3. Производство расплава

Плавление в голове плюма происходит вследствие адиабатической декомпрессии и когда плюм достигает кровли мантии. В нашей модели это произойдет впервые в высокотемпературной оси плюма, которая будет начинают плавиться при значительно более высоких давлениях, чем более холодная головка плюма. При таких высоких давлениях разница плотностей расплава и мантии мала [37] и расплав не наберёт достаточно плавучесть, чтобы покинуть мантию до тех пор, когда степень частичного плавления становится большей. Как следствие, первый расплав, покидающий плюм, обычно пикриты, полученные из относительно не контаминированного горячего исходного материала оси плюма (см. рис. 1). Позже более холодная «черная» часть вверху плюма от оси на рис. 1, а затем «белая» область внизу могут попасть в зону плавления и выделяют более низкотемпературные толеитовые расплавы. Пока доля расплава еще мала толеитовый расплав начнет подниматься быстрее, чем плюм [38], со временем приобретя достаточную плавучесть, чтобы отрываться от плюма и подниматься к поверхности по дайке. Подробности этого процесса не касаются здесь нас. Однако каждая порция магмы из мантии может быть совокупностью расплавов с разных глубин. Многослойная мантия поэтому может действовать как схема смешанного источника базальтов.

Таким образом, если исходная мантия относится к типу OIB и выносимый материал представляет собой деплетированную нижнюю мантию, первые расплавы, выделяющиеся из более холодного объема головы, вероятно, отражают смесь этих двух исходных регионов с долей нижнего слоя деплетированной мантии увеличивающейся со временем. Если плавление распространяется на второй слой с высоким содержанием OIB в голове плюма, возможно, что более поздние магмы снова приобретут характер OIB. Два фактора могут усложнить этот простой прогноз. Во-первых, если доли исходного компоненты плюмого источника мантии богаты летучими, они будут плавить под высоким давлением с выделением низкотемпературных расплавов, богатый летучими веществами. Такой расплав будет иметь низкие плотность и вязкостью и могут быть в состоянии выделяться из мантии при очень низких степенях частичного плавления. Небольшие количества нефелинита, лежащие в основе пикритов в северной части Лебомбо, могли сформироваться таким образом. Во-вторых, мантия может продолжать течь вверх по хвосту после плавления головы. По этой причине пикритовый магматизм не обязательно ограничивать ранними стадиями вулканизма, но может продолжаться некоторое время вдоль следа горячей точки. С другой стороны, наклон хвоста плюма, как ожидается, станет больше проявляется со временем, поскольку движение вышележащей плиты увлекает верхнюю часть плюма все дальше от его источника. Чем больше наклон хвоста, тем больше будет перемешивание и охлаждение из-за вовлечение окружающей мантии в хвост [3,39]. Долгоживущие плюмы, такие как под Гавайями с меньшей вероятностью дадут продукты с

высоким содержанием магния. пикриты (+16% MgO), чем новые плюмы, которые сформировали Кару.

3.4. Временная шкала вулканизма

Базальтовая генерация будет продолжаться до тех пор, пока термальная аномалия продолжает расти, адвектируя больше материала в зону плавления. Максимальное временная шкала вулканической активности, следовательно, является временем прошедшим между тем, когда вершина плюма впервые достигает достаточно высокого уровня в верхней мантии, чтобы допустить значительное плавление и когда подъем эффективно приостановлен. Более подробный анализ растекание головы плюма под поверхностью влияние реологии литосферы необходимо для того, чтобы полностью понять образование расплава. Однако оценка первого порядка времени можно получить из модели термального плюма. Лабораторные эксперименты с всплывающими сферами в вязкой жидкости [28] предполагают, что латеральное распространение головы плюма под поверхностью в верхней мантии вязкостью 1021 Па·с будет продолжаться не менее 20 млн лет после максимального подъема. Эксперименты также явно показывают, что вертикальные скорости очень быстро убывают со временем, из чего следует, что объем мантии, поступающей в зону плавления будет наибольшей в начальной стадии вулканизма и впоследствии уменьшится с течением времени. Механизм, по которому плюм проникает в литосферу, остается неопределенным, но он может быть связан с мелкомасштабной конвекцией. Следовательно, время, прошедшее между поднятием и плавлением, равно неуверенный. Таким образом, модель предсказывает всплеск базальтового вулканизма через некоторое время достигается после максимального подъема, когда большая часть магм извергается рано, но с продолжением с уменьшающейся скоростью, возможно, в течение период порядка 20 млн лет. Эти прогнозы соответствуют времени вулканической активности на Декане, где большая часть базальтов извергалась в первые 1-3 Ма. Дальнейшие менее объемные извержения продолжались не менее 3-5 млн лет. Важно помнить, что самые молодые вулканы Декана и многие других базальтовых провинций плато-базальтов были удалены в результате эрозии. Скорость извержения для Кару менее ясна, но Бристолу и Саггерсон [22] также приводят доводы в пользу резкого начала вулканизма. Как сообщалось в разделе 2, основная часть этих базальтов, вероятно, была извергнута в течение 3 млн лет, но активность тянулась 25 млн лет. Другие плато-базальты показывают аналогичные временные шкалы. Например, в Британской Арктической провинции произошел всплеск вулканизма продолжительностью менее 2 млн лет, с меньшим количеством магмы, извергнутой в течение следующих 5 млн лет [40]. Вулканизм в Колумбия Ривер продолжался 11 млн лет, но большая часть материала была извергнута в первые 3 млн лет [41].

3.5. Геохимия

Полное обсуждение геохимических последствий нашей модели выходит за рамки данной статьи. документ, и поэтому мы ограничим обсуждение который следует за кратким изложением наших основных выводы. Более подробный отчет будет представлен в другом месте [42]. Если базальты паводков интерпретировать с точки зрения исходной модели шлейфа, особое внимание следует поставить на геохимию пикритов, т.к. они должны обеспечить наименее загрязненный образец источника плюма. Пикриты из г. Ловушки Кару и Декан обогащены высоко несовместимые элементы. Отсюда мы заключаем, что шлейфы Кару и Декан возникли из резервуара мантии типа ОВ. Пикриты центральной Британская Арктическая провинция [43] и Сибирских Траппов также обогащены несовместимыми элементов и, по-видимому, произошли от аналогичного мантийного источника.

Предполагалось с конкретной ссылкой на Кару, что базальты континентальных плато-базальтов являются продукт фракционной кристаллизации пикрита родоначальной магмы [44]. Однако содержание несовместимых микроэлементов в пикритах и базальтах из северного региона Лебомбо изменяются независимо от содержания MgO в расплаве. Этот тип изменчивости не может быть обусловлен различиями степени частичного плавления или количества фракционной кристаллизаций, необходимой для получения этих лавы и, вероятно, из-за мантийного источника в разной степени обогащены несовместимыми элементами [24]. Кроме того, имеющиеся данные [24] позволяют предположить, что среднее содержание легких РЗЭ и отношение La/Yb для пикритов северного Лебомбо выше, чем для сопутствующих высоко титанистых базальтов и заметно выше, чем для низко титанистых базальтов южной половины Кару (рис. 5). Эти различия не могут быть легко объяснены фракционной кристаллизацией базальтов из пикритов, если только базальты с высоким содержанием титана не получены из пикритовой магмы с содержанием легких

РЗЭ ниже среднего содержания и отношением La/Yb, с низко титанистыми базальтами происшедших от пикритов с несовместимыми концентрациями элементов ближе к нижнему пределу наблюдаемого диапазона. Хотя мы не можем отбросить эти возможности, мы считаем их маловероятными. Более простое объяснение геохимии базальтов в том, что они образуются при плавлении головы пускового плюма. Поскольку головка плюма холоднее, чем ось, она будет подвергаться более низкой степени частичного плавления, дающего базальты с более низким содержанием MgO больше, чем у пикритов. Плавление головы плюма также повышает вероятность того, что геохимию микроэлементов в базальтах можно контролировать путем плавления двух или более слоев из одного района-источника. Если один слой типа ОIВ мантии с обогащением микроэлементами, подобным что видно на пикритах Кару и Декана и другой - необогащенный увлекаемый материал нижней мантии, соотношение смешивания, необходимы для получения слабого обогащения ЛРЗЭ типичного СFB с низким содержанием титана 1 часть мантии типа ОIВ до 4 частей уносимой мантии. Это соотношение смешивания хорошо согласуется с предсказанным отношением мощностей верхнего слоя мантийного источника (типа ОIВ) ко второму слою увлеченной мантии в верхней части головы плюма, как рассчитаны Гриффитсом и Кэмпбеллом [3]. Как показано ранее СFB Кару и Декан характеризуются общее восходящее снижение доли высоко несовместимых к слабо несовместимым элементам. Мы предполагаем, что это связано с систематическим снижением участия богатого ОIВ верхнего слоя в плавлении головы, когда плюм поднимается и сплющивается, принося все больше и больше второго слоя увлекаемый материал нижней мантии в зону плавления. Этот тип тенденции, вероятно, будет размытым если проникновение в нижнюю литосферу предполагает мелкомасштабная конвекция

Часто предполагалось, что плавление литосферы континентальной мантии играет важную роль в формировании СFB. Однако литосфера континентальной мантии является частью холодного пограничного слоя в верхней части мантии и может быть расплавленным только поднятием и растяжением, если оно приобретает достаточное количество тепла за счет теплопроводности от горячего плюма [8]. Простые кондуктивные расчеты показывают, что это маловероятно в масштабе времени континентального плато-базальтового вулканизма: если предполагается, что вершина головки плюма мгновенно погружается на глубину 50 км, а затем охлаждается теплопроводностью, плавление вследствие теплопроводностью находится в ограниченной зоне над центральной (горячей) осью плюма и плавление не происходит в мантийной литосфере над остатком головы плюма. Поскольку предположение о мгновенном размещении, используемое в этом расчете, приводит к завышению количества плавления над плюмом, маловероятно, что мантийная литосфера вносит значительный вклад в СFB. Литосфера конечно не может достичь высокие температуры, необходимые для производства пикритов.

4. Сравнение с моделью White и MeKenzie

Маккензи [38] признал, что литосферные растяжение само по себе не может объяснить СFB, и что также требуется аномально горячая мантия. Это привело к мнению, что СFB формируются на континентальной границе, когда открытие нового океанского бассейна совпадает с грибом горячей мантии, произведенным восходящим плюмом [8]. В этой модели внезапное начало вулканизма приписывается пассивному подъему горячей мантии, так как растяжение литосферы и утонение ответственны за открытие океана. Уайт и Маккензи [8] также признают, что голова нового шлейфа должна быть задействована для того, чтобы учитывать совпадение между СFB и начало следов горячей точки. Однако, как Ричардс и др. [5], они предполагают объем головы примерно в 100 раз меньше, чем указано в наших расчетах. Объем, который они предполагают, составляет лишь половину их оценки объема базальта, извергнутого в Британской Арктической провинции и менее 2% материала, необходимого для формирования большого термального «гриба», раскинувшегося под литосферой в их численной модели. Причина этого занижения объема головки плюма заключается в том, что они не учитывают влияние откачки газами. Уайт и Маккензи прибегли к стационарная модель долгоживущего плюма под стационарной литосферой, чтобы объяснить очень большой латеральный масштаб СFB. Диаметр горячего гриба, требуемый в модели Уайта и Маккензи 2000-2500 км. Однако эта большая тепловая аномалия может формироваться только в течение длительного периода. Необходимое время зависит от апвеллинга. объемного потока в плюме и скорости дрейфа вышележащая плиты. Если предполагается, что плита стационарная, а объемный поток 200 м³/с (поток в верхней мантии, предполагаемый для сильных современных плюмов, таких как Исландия [30]), время, необходимое для произвести гриб диаметром 2000 км и глубиной 100 км - 50 млн лет. Поэтому модель

стационарного плюма неадекватна в качестве объяснения объемного, но недолговечного излияния базальта, характеризующее континентальный плато-вулканизм. Модель требует инкубационного времени по крайней мере 50 млн лет, для которого нет доказательств. Можно ожидать, например, материковый плато-вулканизму должно предшествовать более 50 млн лет щелочного вулканизм. Тем не менее, СФВ неизменно являются первым проявлением вулканизма новой горячей точки. Далее СФВ охватывают субэкваторные районы - 2 000 км по [8]. В стационарной модели это всего лишь возможно, если пластина остается неподвижной над очаг не менее 50 млн лет. Если плита движется даже со скромной скоростью по сравнению с точкой доступа, мантийная термальная аномалия заметно меньше 2000 км в ширину (например, 1200 км в случае гавайский плюма) и вулканическая активность принимает вид линейной цепи шириной менее 200 км. Во время вулканизма Кару и Декана Африканская и Индийская плиты двигались со скоростью скорости - 30 мм/год [2] и от 150 до 300 мм/год, соответственно [19].

Наконец, отметим, что, когда долгоживущий плюм проходит под зоной экстремального расширения литосферы, например, когда прошла горячая точка Реюньона под центром Индийским хребтом, количество произведенного вулканического материала не является необычно большим. В то же время многие провинции СФВ, в том числе Колумбия Ривер, Сибирские Траппы и главное вулканическое событие Кару (193 млн лет назад), не связанные с открытием нового океана, хотя Британская Арктическая провинция и Декан явно есть.

Эти наблюдения показывают, что там, где внешние силы, приводящие в движение плиту, континентальная кора испытывает сильное растяжение, поднятие, вызванное приходом нового плюма, может ослабить литосферу, заставив ее расколоться и образовать новый океанический бассейн. Это объясняет кажущееся совпадение между новыми бассейнами океанов и СФВ. Однако там, где силы растяжения, действующие на континенте слабы, голова плюма может вызвать растрескивание земной коры без расщепления. количество произведенного вулканизма в этом случае будет зависеть от способности плюма истончать литосфера. Следовательно, хотя мы согласны с тем, что усиление вулканической активности можно ожидать, если подъем крупной головы плюма совпадает с растяжением литосферы при формировании нового океана бассейна, по наблюдениям такое совпадение не является предпосылкой для плато-вулканизма. Мы предполагаем, что истончение литосферы, необходимое для вулканизма может быть

5. Выводы

Модель пускового плюма СФВ не нова. но, как было сказано ранее, была неполной. Включение эффектов участия тепла в расчетах существенные. Затем модель предсказывает внезапное начало вулканизма на равновеликой площади шириной 2000-2500 км, малой продолжительностью и быстрым сокращением до линейной вулканической формы 100- 300 км в ширину. Кроме того, структура плюма, обусловленная участием тепла, обеспечивает простой объяснение базальтов континентальных плато-базальтов и связанных с ними пикритов: обусловленных плавлением базальтов, образованных путем расплавления холодной гибридной головки пускового плюма, а пикриты образуются в результате плавления горячей и относительно незагрязненной мантии источника в хвосте. В связи с этим геохимия пикритов может быть использованы для установления природы источник плюма. Для Кару и Декана источником является высокообогащенная мантия типа OIB.

В другом месте [45] мы предположили, что архейские высокомагнезиальные коматииты получены плавлением в высокотемпературной оси пускового плюма. Однако коматииты имеют обедненные геохимические и изотопные характеристики, в связи с чем подразумевается, что архейские плюмы происходят из мантии типа MORB. Отсюда и природа источника мантии горячие точки, похоже, изменились с истощенных мантии MORB-источника в архее до обогащения мантии OIB-источника для современных точек доступа. Происхождение источника OIB спорно, но широко распространено мнение, что он представляет собой компонент субдуктивной океанической плиты [46]. Если это так, то материал типа OIB может отсутствовать в архейских мантийных плюмах просто потому, что первые конвективные циклы, включающий формирование, субдукцию и возвращение океанической коры, не был завершен до тех пор, пока конец архея.

Наши расчеты показывают, что диаметры головки пусковых плюмов до их обрушения под литосферу лежат в диапазоне 800-1200 км, если они начинаются от границы ядра и мантии. Введение такого большого объема аномально теплой мантии в верхнюю мантию поднимает литосферу примерно на 1000 м и помещает ее под напряжением. Значение напряжения, вызванное головкой плюма, заключается в том, что

это может привести к рифтогенезу литосферы без раскола континента и образования новой океанической коры. Как отмечают Ричардс и др. [5], срединно-континентальный рифтинг, связанный с плато-базальтами, является следствием образования плюма, а не его причиной. В то же время плюмы не являются фундаментальной силой движущей плиты и образуя трещины, связанные с базальтами наводнения, не являются неудачными попытками континентальный дрефт.

Ссылки

- 1 W.J. Morgan, Plate motions and deep mantle convection, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132, 7-22, 1972.
- 2 W.J. Morgan, Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans, in: *The Sea*, 7, The Oceanic Lithosphere, C. Emiliani, ed., pp. 443-487, Wiley, New York, N.Y., 1981.
- 3 R.W. Griffiths and I.H. Campbell, Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 66-78, 1990 (this volume).
- 4 D. McKenzie and M.J. Bickle, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere, *J. Petrol.* 29, 625-679, 1988.
- 5 M.A. Richards, R.A. Duncan and V.E. Courtillot, Flood basalts and hotspot tracks: plume head and tails, *Science*, in press.
- 6 R.W. Griffiths, Dynamics of mantle thermals with constant buoyancy or anomalous internal heating, *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 435-446, 1986.
- 7 J.A. Whitehead and D.S. Luther, Dynamics of laboratory diapir and plume models, *J. Geophys. Res.* 80, 705-717, 1975.
- 8 R. White and D. McKenzie, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.* 94, 7685-7729, 1989.
- 9 R.W. Griffiths, Thermals in extremely viscous fluids, including the effects of temperature dependent viscosity, *J. Fluid Mech.* 166, 115-138, 1986.
- 10 R.W. Griffiths, The differing effects of compositional and thermal buoyancies on the evolution of mantle diapirs, *Phys. Earth Planet. Inter.* 43, 261-273, 1986.
- 11 D.E. Loper and F.D. Stacey, The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes, *Phys. Earth Planet. Inter.* 33, 304-317, 1983.
- 12 V.D. Choubey, Pre-Deccan Traps topography in central India and crustal warping in relation to Narmada Rift structure and volcanic activity. *Bull. Volcanol.* 35, 660-685, 1971.
- 13 R.A. Duncan and G. Pyle, Catastrophic eruption of the Deccan flood Basalts, Western India, *Nature* 333, 841-843, 1988.
- 14 Y. Gullet, R. Weeks, D. Vandamme and V. Courtillot, Duration of the Deccan trap volcanism: a statistical approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 93, 273-282.
- 15 A.T.R. Raju, A.N. Chaube and C.R. Chowdhary, Deccan Trap and the geologic framework of the Cambay Basin. *Bull. Volcanol.* 35, 522-538, 1971.
- 16 J.E. Beane, C.A. Turner, P.R. Hooper, K.V. Subbarao and J.N. Walsh, Stratigraphy, composition and form of the Deccan basalts, Western Ghats, India, *Bull. Volcanol.* 48, 61-83, 1986.
- 17 P. Lightfoot and C.J. Hawkesworth, Origin of Deccan traps Lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 89-104, 1988.
- 18 K.G. Cox and C.J. Hawkesworth, Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats. *J. Petrol.*, 26, 355-277, 1985.
- 19 J.J. Mahoney, Deccan Traps, in: *Continental Flood Basalts*, J.D. McDougall, ed., pp. 151-193, Reidel, Dordrecht, 1988.
- 20 A.B. Watts and K.G. Cox, The Deccan Traps: an interpretation in terms of progressive lithospheric flexure in response to a migrating load. *Earth Planet. Sci. Lett.* 93, 85-97, 1989.
- 21 P. Krishnamurthy and K.G. Cox, Picritic basalts and related lavas from the Deccan Traps of Western India. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 53-75, 1977.
- 22 J.W. Bristow and E.P. Saggerson, A general account of Karoo volcanicity in Southern Africa. *Geol. Rundsch.* 72, 1015-1060, 1983.
- 23 F.J. Fitch and J.A. Miller, Dating Karoo igneous rocks by the conventional K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum

- methods. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 13, 247-266, 1984.
- 24 K.G. Cox, A.R. Duncan, J.W. Bristow, S.R. Taylor and A.J. Erlank, Petrogenesis of the basic rocks of the Lebombo, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 13, 149-169, 1984.
 - 25 R.M. Ellam and K.G. Cox, A Proterozoic lithospheric source for Karoo magmatism: evidence from the Nuanetsi picrites. Earth Planet. Sci. Lett. 92, 207-218, 1989.
 - 26 D.A. Clagne and G.B. Dalrymple, The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I: Geologic evolution. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 5-54, 1988.
 - 27 R. Price, Personal communication, 1989. 28 R.W. Griffiths, M. Gurnis and G. Eitelberg, Holographic measurements of surface topography in laboratory models of mantle hotspots, Geophys. J. 96, 477-495, 1989.
 - 29 G.F. Davies, Ocean bathymetry and mantle convection, 1. Large-scale flow and hotspots, J. Geophys. Res. 93, 10467-10480, 1988.
 - 30 N.H. Sleep, Hotspots and mantle plumes; some phenomenology, J. Geophys. Res., 1989 (submitted).
 - 31 A.L. Jaques and D.H. Green, Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts, Contrib. Mineral. Petrol. 73, 287-310, 1980.
 - 32 G. Houseman and P. England, A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basin formation, J. Geophys. Res. 91, 719-729, 1986.
 - 33 M.F. Kuznetsov and V.A. Naumov, Trap magmatism and some problems of tectonics in the southeast of the Tunguska syncline, Int. Geol. Rev. 17, 781-785, 1975.
 - 34 Y.A. Pritula, K.A. Savinsky, A.B. Kogan, T.G. Smirnova and I.M. Shtutin, Structure of terrestrial crust in Tunguska syncline, Int. Geol. Rev. 16, 1144-1151, 1974.
 - 35 Basalts Volcanism Study Project, Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon, New York, N.Y., 1286 pp., 1981.
 - 36 I.H. Campbell and R.I. Hill, A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kaigoorlie-Norseman area, Western Australia, Earth Planet. Sci. Lett. 90, 11-25, 1988.
 - 37 E. Stolper, D. Walker, B.H. Hager, J.F. Hays, Melt segregation from partially molten source regions: the importance of melt density and source region size. J. Geophys. Res. 86, 6261-6271, 1981.
 - 38 D. McKenzie, The generation and compaction of partially molten rock. J. Petrol. 25, 713-765, 1984.
 - 39 M.A. Richards and R.W. Griffiths, Thermal entrainment by deflected mantle plumes, Nature, 1990. (in press).
 - 40 A.E. Mussett, Time and duration of Tertiary igneous activity of Rhum and adjacent area. Scott. J. Geol. 20, 273-279, 1984.
 - 41 P.R. Hooper, The role of magmatic and chemical analyses in establishing the stratigraphy, tectonic evolution and petrogenesis of the Columbia River basalt, In: Deccan Volcanism and Related Basalt Provinces in Other Parts of the World. Memoir, K.V. Sabbarao and R.N. Sukheswala, eds., Geol. Soc. Am., Abstr. Programs, 8, p. 383, 1980.
 - 42 I.H. Campbell and R.W. Griffiths, Plume structure and flood basalt geochemistry, in prep.
 - 43 R.C.O. Gill, T.F.D. Nielsen, C.K. Brooks and G.A. Ingrain, Tertiary volcanism in the Kangerdlugssuag region, E. Greenland: trace-element geochemistry of the Lower Basalts and tholeiitic dyke swarms, in: Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic, A.C. Morton and L.M. Parson, eds., Geol. Soc. Spec. Publ. 39, 161-179, 1988.
 - 44 K.G. Cox, A model for flood basalt volcanism, J. Petrol. 21, 629-650, 1980.
 - 45 I.H. Campbell, R. Griffiths and R.I. Hill, Melting in an Archaean mantle plume: heads its basalts, tails its komatiites, Nature 339, 697-699, 1989.
 - 46 A.W. Hofmann and W.M. White, Mantle plumes from ancient ocean crust, Earth Planet. Sci. Lett. 57, 421-436, 1982.
 - 47 R.A. Duncan, J. Backman and L. Peterson, Reunion hotspot activity through Tertiary time: initial results from the ocean drilling program, leg 115, J. Volcan. Geotherm. Res. 36, 193-198, 1989.
 - 48 S.-S. Sun and W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Magmatism in Oceanic Basins, A.D. Saunders and M.J. Norry, eds., 1989.
 - 49 H.V. Eales, J.S. Marsh and K.G. Cox, The Karoo igneous province: an introduction, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 13, 1-26, 1984.

- 50 J.W. Bristow, Picritic rocks of the north Lebombo and south-east Zimbabwe, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 13, 105-123, 1984.
- 51 A.R. Duncan, A.J. Erlank and P.J. Betton, Analytical techniques and data base descriptions. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 13, 389-395, 1984.