

УДК 550.311:551.24(470.21)

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

© 2004 г. В. Т. Филатова

Представлено академиком Г.С. Голицыным 11.11.2003 г.

Поступило 17.11.2003 г.

В сообщении представлены результаты численного моделирования, выполненного в целях физического обоснования возможных геодинамических обстановок при формировании земной коры северо-востока Балтийского щита. Имеющиеся данные относительно закономерностей развития северо-востока Балтийского щита в раннем протерозое показывают, что тип тектоно-магматической активности, установившийся в регионе на данный период, можно определить как внутриплитный [1], и одним из ведущих механизмов формирования главных геологических и тектонических структур был подъем мантийного плюма и последующее его активное взаимодействие с породами литосферы, что обусловило обширный спектр тектоно-магматических процессов в земной коре [2]. В результате анализа размещения интрузивных и вулканогенных формаций и особенностей эволюции состава слагающих их пород установлен сложный характер их взаимоотношений, определяемый чередованием режимов растяжения и сжатия и поступлением магматических расплавов из разноглубинных источников. В выполненных исследованиях количественно оценены параметры мантийного плюма, регулирующие проявление раннепротерозойского базит-ультрабазитового магматизма в регионе, и построена в обобщенном виде возникающая при этом картина нелинейного развития коро-астеносферной системы в литосферном блоке.

В пределах северо-восточной части Балтийского щита в раннем протерозое происходило массовое внедрение расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габбронорит-анортозитов [1, 3] (рис. 1), среди которых отчетливо выделяются две основные группы массивов [4, 5]: более ран-

няя (северное обрамление Печенгско-Варзугского пояса) – г. Генеральская, Мончеплутон, Фёдорово-Панская (2507–2452 млн. лет); более поздняя (Финско-Карельская) – Койтилайнен, Торнио, Кемпи, Пенникой, Портимо, Койлирмаа-комплекс, Бураковская, Олангский комплекс (2445–2390 млн. лет). Между этими группами массивов наблюдается цикличность в 50 млн. лет. В целом комплекс расслоенных интрузий северо-востока Балтийского щита формировался в течение около 100 млн. лет [5]. Эти проявления расслоенных интрузий в пределах Карело-Кольского региона могут рассматриваться как свидетельство существования в раннем протерозое огромной мантийной неоднородности, происхождение которой можно связать с подъемом мантийного плюма. Существующие данные по минералогии руд Кольского полуострова, Карелии и Финляндии показывают, что сквозными элементами оруденения являются Pd–Pt–Rh–Te–As–Bi [2]. Однотипная минералого-геохимическая специализация платинометалльного оруденения на огромной территории и сходство некоторых изотопных характеристик ($\epsilon_{Nd}(T)$, I^{Sr} и др.) позволяют предполагать наличие единого долгоживущего мантийного очага [2].

Природа мантийных плюмов может быть различной, и по проявлению плюмов на поверхности Земли трудно делать вывод об их происхождении. В качестве исходной модели рассмотрим тепловой плюм, являющийся предельным случаем плюма более сложной природы. Экспериментальные исследования тепловой и гидродинамической структуры плюмов [6] показали, что над локальным источником тепла образуется очаг плавления в виде канала или факела, представляющего собой бегущую волну с винтовым вращением около вертикали, проходящей через источник. Диаметр выплавляемого канала плюма в его головной части со временем может увеличиваться в 2–3 раза по отношению к диаметру канала в его более нижних горизонтах. Форма выплавляемого канала меняется в зависимости от времени

Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.

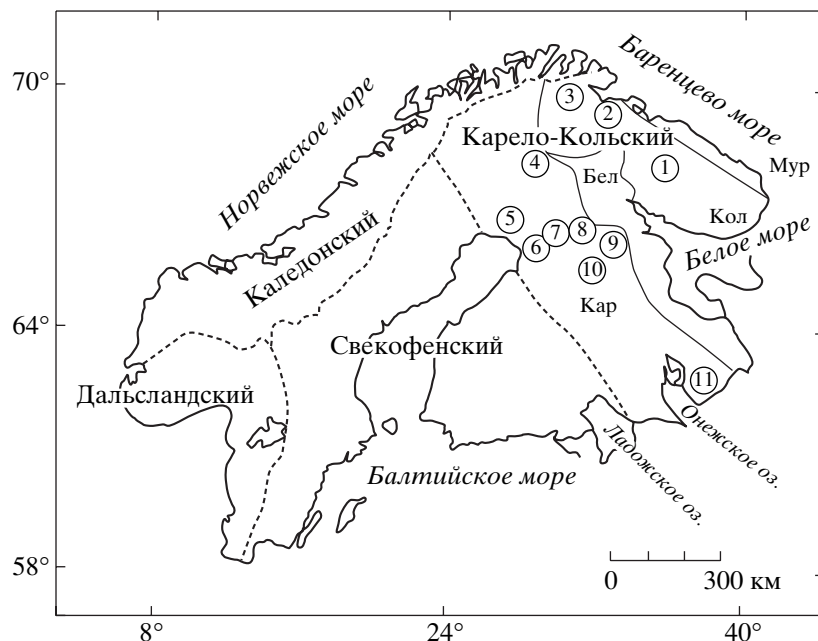


Рис. 1. Схема деления Балтийского щита на основные тектонические блоки (по работе [3], с дополнением автора). Мегаблоки: Мур – Мурманский, Кол – Кольский, Бел – Беломорский, Кар – Карельский. Числами в кружках обозначено местоположение раннепротерозойских расслоенных основных–ультраосновных интрузивов: 1 – Фёдорово-Панский, 2 – Мончеплутон, 3 – г. Генеральская, 4 – Койтилаинен, 5 – Торнио, 6 – Кеми, 7 – Пенкой, 8 – Портимо, 9 – Олангский комплекс, 10 – Койлисмаа-комплекс, 11 – Бураковский.

выплавления и от мощности источника тепла. Кроме того, установлены неустойчивость и периодическое смещение канала (особенно головной части) в горизонтальной плоскости. Амплитуда отклонения от вертикальной оси составляет 1–2 диаметра и возрастает вверх по каналу.

Раннепротерозойские расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии в северо-восточной части Балтийского щита являются производными различных по глубине генерации и степени плавления мантийного субстрата магматических расплавов. Допускаем, что очаги генерации данных расплавов располагались над головной частью мантийного плюма. Ореол рассеивания расслоенных интрузий имеет овальную форму с размерами не менее 500×700 км. Отмечается разрыв в геохронологических датировках между внедрением ранней группы расслоенных интрузий (северное обрамление Печенгско-Варзугского пояса) и более поздней группы (Финско-Карельская) в 50 млн. лет. Можно предположить, что структура мантийного плюма, контролировавшего размещение данных интрузий, близка к вихревой, а полупериод обращения головной части плюма вокруг вертикальной оси равен 50 млн. лет. Допускаем, что в целом площадь проекций на дневную поверхность головной части мантийного плюма при его вращении с отклонением от вертикальной оси составляет 500×700 км. Следовательно, диаметр выплавления канала в его головной части мог составлять ве-

личину около 250–300 км, а в остальной части мантийного плюма (нижние горизонты) 80–100 км. Выполненные расчеты с использованием величины площади ореола рассеивания расслоенных интрузий и величины разрыва в геохронологических датировках между внедрением северной и южной групп интрузий показали, что скорость вращения головной части мантийного плюма (в горизонтальной плоскости) при его подъеме можно оценить как $\bar{U} = 2-3$ см/год. Вращение связано с перекидыванием восходящих и опускающих течений в канале плюма на всем его протяжении от одной стенки к другой и сопровождается, соответственно, плавлением на одной стенке и кристаллизацией на другой в зависимости от изменения режима течения [6]. Следовательно, можно допустить, что скорость плавления субстрата при подъеме плюма была не менее 2–3 см/год.

Рассмотрим осредненно-стационарный режим в канале плюма с учетом результатов выполненных ранее экспериментальных исследований [6]. В данном случае все тепло отводится в окружающей кристаллический массив. Границу раздела расплав–твердое тело принимаем как цилиндр вращения. Перепад температур между поверхностью цилиндра и вмещающим массивом оценивается как $\Delta T = T - T_{\text{т}}$, где ΔT – температура плавления кристаллических пород при давлении $P = \text{const}$, $T_{\text{т}}$ – температура вмещающего твердого массива. По экспериментальным данным в период выплавления

ния канала при подъеме плюма наблюдается свободно-конвективное течение в расплаве в режиме пограничного слоя при числах Рэлея $Ra > 10^4$ [7]. Отмечается, что в верхней мантии возможны течения при $Ra = 10^4$ [6]. Исходя из этого, принимаем критическое число Рэлея равным $Ra_{кр} = 10^4$. В головной части мантийного плюма при его предельной высоте выплавления граница раздела расплав–твердое тело соответствует полусфере с диаметром D_1 , от которой теплопередача во вмещающие породы характеризуется числом Нуссельта $Nu = 2$ [8]. В остальной части канала мантийного плюма границу раздела можно рассматривать как цилиндр вращения с диаметром D_2 при числе Нуссельта $Nu = 0.5$ [9]. Для данного соотношения имеется оценка значений критерия Фурье $Fo = \frac{at}{\tilde{r}^2} > 0.04-0.05$ [6], где $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ – температуропроводность, t – время с момента подвода тепла, $\tilde{r} = \frac{D_2}{2}$. Отсюда следует, что время выплавления канала плюма при диаметре 80–100 км можно предварительно оценить как 2.5–4 млн. лет.

Для оценки параметров мантийного плюма, регулирующего глобальную геодинамику северо-восточной части Балтийского щита, воспользуемся также следующими формулами:

$$\text{а) } \tilde{U} \approx \frac{1}{12} \left[\frac{1.12q}{\eta H} (r-1) \right]^{1/2} D - \text{средняя скорость}$$

конвективных течений при небольших сверхкритических режимах конвекции [10], где q – удельный тепловой поток с поверхности, η – динамическая вязкость, $H = \frac{c_p}{\alpha g}$ – адиабатический масштаб

высоты, r – отношение числа Рэлея к критическому числу Рэлея, $1 - Nu^{-1} = 1.12(r-1)$, c_p – теплоемкость, α – температурный коэффициент объемного расширения, g – ускорение свободного падения, D – диаметр канала плюма;

$$\text{б) } \tau \approx 12 \left(\frac{\eta c_p}{\alpha g q} \frac{Nu}{Nu-1} \right)^{1/2} - \text{масштаб времени}$$

конвективных движений $\left(\tau = \frac{D}{\tilde{U}} \right)$ при небольших сверхкритических режимах конвекции [10];

$$\text{в) } \Delta T \sim \frac{12}{d} \left(\frac{qv}{\alpha g \rho c_p} \right)^{1/2} - \text{масштаб изменения тем-}$$

пературы, где v – кинематическая вязкость, ρ – плотность пород [10];

$$\text{г) } Nu = \frac{qD}{\rho c_p a \Delta T} = \frac{qD}{\lambda \Delta T} - \text{коэффициент тепло-}$$

обмена (число Нуссельта), где λ – коэффициент теплопроводности;

д) $Nu \sim 0.144(Ra - Ra_{кр})^{1/4}$ – коэффициент теплообмена (число Нуссельта) при не очень больших сверхкритических числах Рэлея [10];

$$\text{е) } N = \frac{1}{4} q \pi D^2 = 0.1 \frac{\pi}{4} \lambda D^2 \Delta T^{4/3} \left(\frac{\alpha g}{a v} \right)^{1/3} - \text{оценка}$$

мощности источника тепла [6].

Для констант, используемых в расчетах при описании физических свойств верхней мантии, задаем следующие величины: $\nu = 2 \cdot 10^{17} \text{ м}^2/\text{с}$ [11], $\rho = 3.7 \text{ г}/\text{см}^3$ [11], $\eta = \nu \rho = 7.4 \cdot 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$, $g = 980 \text{ см}/\text{с}^2$, $\alpha = 2 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ [11], $a = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ [12], $c_p = 1.2 \cdot 10^3 \text{ Дж}/\text{кг} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ [11], $\lambda = 4.44 \text{ Вт}/\text{м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ [12]. При оценках параметров мантийного плюма число Нуссельта и критическое число Рэлея задавались как $Nu = 2$ и $Ra_{кр} = 10^4$. В результате выполненных расчетов средняя скорость конвективных течений в канале плюма оценивается $\tilde{U} \approx 0.1-0.2 \text{ см}/\text{год}$. В случае предельной высоты выплавления плюма для его головной части при диаметре $D_1 = 260-280 \text{ км}$ получена оценка удельного теплового потока с поверхности плюма $q = 20 \text{ мВт}/\text{м}^2$ и перепада температур между поверхностями теплообмена $\Delta T = 580-630^\circ\text{C}$. В данном случае тепловая мощность, передаваемая во вмещающие породы при максимальной высоте канала плюма, была оценена порядка $N = (2-3) \cdot 10^5 \text{ кВт}$ при диаметре выплавления канала плюма в основной его части $D_2 = 100-80 \text{ км}$. При этом высота выплавления канала плюма оценивается как 120–140 км по рассчитанной зависимости предельной высоты выплавленного канала от мощности теплового источника, представленной в работе [6]. По среднезвешенному составу пород Мончегорского плутона, использованного как эталонный расслоенный массив, можно оценить глубину генерации исходных пикрито-базальтовых магм в интервале 55–75 км [13]. Очаг генерации плутона мог располагаться над головной частью мантийного плюма. Следовательно, зарождение данного плюма могло происходить на глубине ~220–240 км, что соответствует положению нижней границы континентальной литосферы. Конфигурация ореола рассеивания расслоенных интрузий показывает, что местоположение центра источника тепла могло находиться в пределах Беломорского мегаблока в районе южного побережья Кандалакшского залива Белого моря.

Выполненная оценка размеров источника тепла по данным зависимости мощности источника тепла от его размеров [6] показала, что при теплопроводности расплава $\lambda = 4.44 \text{ Вт}/\text{м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ [12] и кинематической вязкости $\nu = 10^2 \text{ м}^2/\text{с}$ [6] размеры источника тепла составят $D_{и} = 60-70 \text{ км}$, а перепад температур между поверхностью источника тепла и расплавом над ним, соответственно, 50°C . Кроме этого, были оценены варианты $\nu = 10^3$ и $\nu = 10^4 \text{ м}^2/\text{с}$ и получены оценки размеров источни-

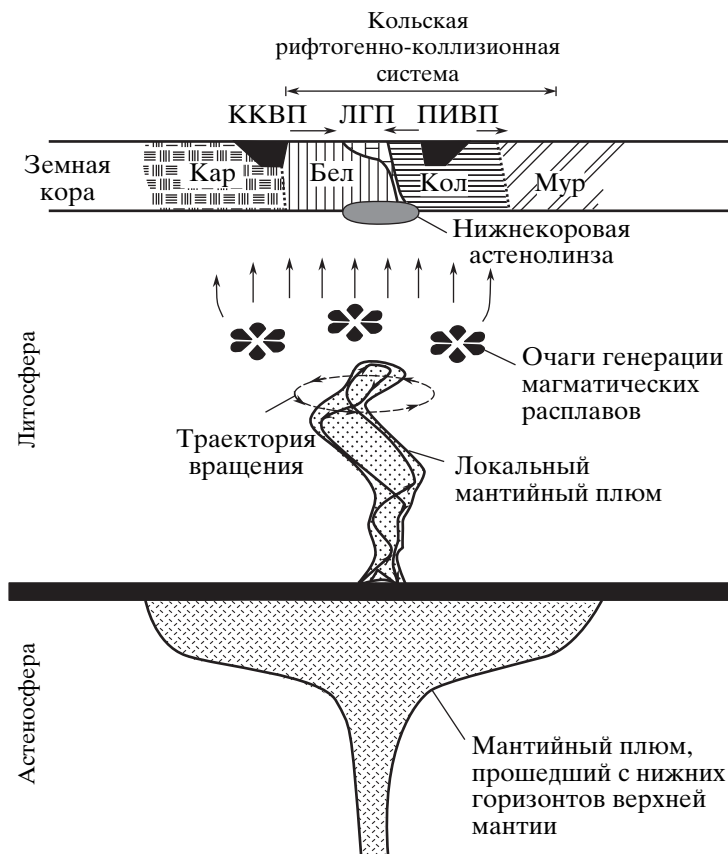


Рис. 2. Схема плум-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита. Пояса: ККВП – Карайок-Куола-Ветреный, ЛГП – Лапландский гранулитовый, ПИВП – Печенга-Имандра-Варзугский.

ка как $D_{и} = 40\text{--}50$ км при перепаде температур в 25°C . Можно предположить, что состав плюма является многокомпонентным и вероятно возможность частичного плавления. Не исключено, что состав плюма может быть многофазный и более вязкий, чем чистая силикатная жидкость, и его вязкость может превышать вязкость лав на несколько порядков. Следовательно, наиболее вероятны размеры источника тепла $D_{и} = 40\text{--}50$ км при вязкости $\nu = 10^4$ м²/с и перепаде температур в 25°C между поверхностью источника тепла и расплавом над ним.

Мощный плюм, пришедший, вероятно, с нижних горизонтов верхней мантии, при достижении низов более тугоплавкой континентальной литосферы, вероятно, мог растекаться (рис. 2). Через места разрывов тугоплавкого слоя в нижней части литосферы могло проникать вверх менее вязкое и более высокотемпературное вещество астеносферы. В данных условиях могли создаваться локализованные источники плавления и в итоге рождаться локальные плюмы. На основе оценки высоты выплавляемого канала плюма (120–140 км), диаметра канала плюма в основной его части (80–100 км) и времени подъема

плюма (2.5–4 млн. лет) скорость подъема данного плюма составит 3–5 см/год. Если допустить, что диаметр канала плюма равен размерам аномального источника тепла (50 км), вызывающего развитее локального плюма, то скорость подъема может составить 12 см/год при времени подъема плюма в 0.9 млн. лет. Вероятнее всего скорость подъема плюма можно оценить в среднем как 7–8 см/год, а время подъема, соответственно, 2 млн. лет.

В силу того, что форма и местоположение выплавляемого канала плюма непрерывно менялись в пространстве, процесс затвердевания расслоенных интрузивов неоднократно прерывался внедрением в затвердевающую магматическую камеру новых порций свежего расплава из зон магмогенерации и промежуточных магматических очагов. Таким образом, крупные расслоенные комплексы представляли собой долгоживущие магматические системы, формировавшиеся согласно изотопно-геохронологическим данным на протяжении 50 млн. лет [5]. Одновременно с этим на протяжении всего периода проявления плюма на поверхности земной коры могли образовываться локальные сводовые поднятия, высота и местоположение которых могли меняться со

временем. Происходила импульсная смена режимов растяжения и сжатия. На этом фоне создавались благоприятные условия для локальных поддвигов коровых мегаблоков в импульсном режиме и складывались системы разрывных нарушений, являющиеся каналами для внедрения магматических расплавов с образованием промежуточных очагов. Одновременно возникали различные геодинамические обстановки, обеспечивая одновременность развития структур сжатия и растяжения и формирование соответствующих магматических и метаморфических формаций. В этих условиях формировалась Кольская рифтогенно-коллизийная система, расположенная в северо-восточной части Балтийского щита, представляющая собой сложную коллизийную постройку и не имеющая аналогов как рифтогенно-коллизийная триада сопряженных зон сжатия и растяжения с уникальной длительностью развития [14]. Следовательно, структурные элементы Кольской рифтогенно-коллизийной системы могут являться комплементарными структурами, сформировавшимися над головной частью вихревого мантийного плюма.

Таким образом, полученные результаты позволяют предполагать, что раннепротерозойская глобальная геодинамика в северо-восточной части Балтийского щита регулировалась вихревым мантийным плюмом, зародившимся на глубине 220–240 км (нижняя граница континентальной литосферы) и являющимся производным от более мощного мантийного плюма, пришедшего с низов верхней мантии. Оценки его параметров могли определяться следующими величинами: диаметр головной части плюма 260–280 км и скорость ее вращения в горизонтальной плоскости 2–3 см/год; удельный тепловой поток с поверхности плюма $q = 20$ мВт/м²; перепад температур между поверхностями теплообмена $\Delta T = 580$ –630°C; тепловая мощность, передаваемая во вмещающие породы, $N = (2-3) \cdot 10^5$ кВт; размеры источника тепла $D_{ii} = 50$ км при вязкости вещества плюма $\nu = 10^4$ м²/с и перепаде температур между поверхностью источника тепла и расплавом над ним 25°C; скорость подъема плюма 7–8 см/год и время подъема 2 млн. лет; средняя скорость конвективных течений в канале плюма $\tilde{U} \approx 0.1$ –0.2 см/год.

Автор выражает искреннюю благодарность акад. Г.С. Голицыну за оказанную помощь при проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00–05–64357).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.*
2. *Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. // Вестн. СПб. ун-та, 1997. Сер. 7. Геология, География. В. 3. № 21. С. 5–18.*
3. *Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 232 с.*
4. *Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. // Precamb. Res. 1995. V. 75. P. 31–46.*
5. *Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.*
6. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.*
7. *Кирдяшкин А.Г., Леонтьев А.И., Мухина Н.В. // Изв. АН СССР. МЖГ. 1971. № 5. С. 170–174.*
8. *Кутателадзе С.С., Боршианский В.М. Справочник по теплопередаче. М.: Госэнергоиздат, 1959. 414 с.*
9. *Михеев М.А. Основы теплопередачи. М.: Госэнергоиздат, 1947. 415 с.*
10. *Голицын Г.С. Исследование конвекции с геофизическими приложениями и аналогиями. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 56 с.*
11. *McKenzie D.P., Roberts J.M., Weiss N.O. // J. Fluid Mech. 1974. V. 62. Pt. 3. P. 465–538.*
12. *Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 415 с.*
13. *Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 336 с.*
14. *Филатова В.Т., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н. Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 1. Геология, геохронология, геодинамика. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 57–73.*