

ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПЕРМОТРИАСОВЫХ ТРАППОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Шарапов, Ю.В. Перепечко, Л.Н. Перепечко*, И.Ф. Рахменкулова**

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт теплофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Лаврентьева, 1, Россия*

*** Новосибирский государственный университет, 630090, Университетский просп., 2, Россия*

Исследована динамика многоуровневого плавления пород верхней мантии для континентальной литосферы переменной мощности, моделирующая образование источников расплавов, сформировавших эффузивные циклические разрезы траппов Сибирской платформы. Наблюдающиеся последовательности вулканических событий могут быть согласованы декомпрессионным плавлением пород верхней мантии над горячими точками и сопряженным с ним контактным плавлением метасоматизированных деплетированных пород литосферы. Анализ результатов численных экспериментов позволяет говорить что: 1) для такой сложной эндогенной системы характерно развитие, как минимум, двухуровневой базитовой магматической системы — области декомпрессионного плавления в восходящем потоке мантийного субстрата и области плавления в литосфере под границей Мохо; 2) верхние области плавления могут быть пространственно автономны от нижних областей декомпрессионного плавления в краевых частях магматической системы; 3) область плавления в литосфере имеет характерную горизонтально-слоистую форму с верхней границей на глубине 60—70 км и в maximum развития может превышать размер лавового щита по длинной оси; 4) выплавляемые базитовые расплавы в этих уровнях магмогенерации имеют различный состав.

Мантийно-коровые системы, плавление, математическое моделирование

MANTLE SOURCES OF PERMIAN-TRIASSIC SIBERIAN TRAPS

(West Siberian Plate and Siberian craton)

V.N. Sharapov, Yu.V. Perepechko, L.N. Perepechko, and I.F. Rakhmenkulova

We investigate the dynamics of multistage subcontinental melting beneath a lithosphere of variable thickness as a model simulating generation of melts that produced flood basalt in the Siberian trap province. The inferred sequence of volcanic events correlates with upper mantle decompression melting above hotspots and related conductive melting of metasomatized depleted lithosphere. Numerical experiments show that (1) complex mafic magmatic systems of this kind are at least two-stage with a zone of decompression melting in ascending mantle flow and a sub-Moho lithospheric melting region; (2) the shallower lithospheric melting region can be disconnected from the mantle zone of decompression melting along the edges of the magmatic system; (3) the lithospheric melting region has a particular layered structure with its top at a depth of 60–70 km and a maximum size exceeding the length of the erupted lava field; (4) mafic melts produced at different levels of the system have different compositions.

Mantle-crust magmatic systems, melting, mathematical modeling

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на успешное исследование геологии и петрохимии траппов Сибирской платформы (СП), завершившееся к концу 80-х годов прошлого столетия рядом крупных обобщений, природа траппов остается дискуссионной. Так, многообразие их составов в этот этап исследований объяснялось фракционированием исходной пикритовидной магмы, осложненным ассимиляцией коровых пород и воздействием на исходный расплав мантийных флюидов [Золотухин и др., 1986]. Полученная впоследствии новая геохимическая информация об изотопных характеристиках интрузивных и эффузивных траппов привела к формулировке гипотезы одновременного плавления плюмом, как минимум, двух различных мантийных субстратов, но не решила проблемы существования разных петрохимических провинций траппового магматизма СП [Sheth, 1999]. В более поздних обзорах петрогенетических схем природы базитового магматизма больших изверженных провинций также содержится заключение об отсутствии однозначного понимания как природы появления различных петрохимических провинций, так и природы других проявлений континентального базитового магматизма [Fedorenko, Czernansky, 1997; Green, 2006]. Цитированные работы показывают, что эта методология, основанная на аддитивном смещении субстратов и прослеживании петрогенетических трендов на вариационных диаграммах, недостаточна для разрешения существующих петрогенетических альтернатив.

Существующие проблемы петрогенезиса трапповых формаций, как представляется, могут быть решены путем согласования схем плавления предполагаемых мантийных субстратов и вида пространственно-временных распределений составов платобазальтов в реальных эффузивных разрезах. Мы полагаем, что количественное сопряжение фазовых диаграмм с учетом структуры литосферы целесообразно искать на основе сопоставления временных функций распределения составов лав в конкретных разрезах с количественными моделями динамики плавления пород верхней мантии и фракционирования расплавов в промежуточных очагах. В качестве начального шага в таком направлении ниже рассмотрена модель, учитывающая плавление пород литосферы, сопряженное с формированием декомпрессионных астенотинз в конвектирующей верхней мантии.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Создание количественной модели мантийно-коровой магматической системы (МКМС) предполагает наличие достаточной информации: 1) относительно ее размеров, морфологии, внутренней структуры, вещественных характеристик среды; 2) относительно начального распределения параметров системы и граничных условий природного аналога. О траппах СП определенная информация известна (рис. 1) [Золотухин и др., 1986; Naldrett et al., 1992; Fedorenko, Czemanske, 1997; Sharma, 1997; Basu et al., 1998; Васильев, 1999; Феоктистов и др., 1999; Альмухамедов и др., 2000; Никулин и др., 2001; Перепечко, Шарапов, 2001; Рябов и др., 2001, 2005; Рябчиков, 2001; Шарапов и др., 2001, 2003; Федоренко, 2003; Егоркин, 2004; Ivanov et al., 2005; Шарапов и др., 2006].

1. Трапповая формация СП имеет зонально-распределенные структурно-вещественные ареалы — толеитовый щит (плато Путорана), обрамленный с запада, северо-запада и севера секторами, в лавах которых больше магнезия, титана и щелочей. К югу от лавового щита различаются две структурно-вещественные зоны — область проявления слоистых разрезов туфогенных пород с переменным количеством лавовых потоков в верхней части разрезов, далее к югу от нее располагается ареал небольших впадин между сеткой трещинных и центральных лавобрекчиевых вулканических построек, в которых переотложен туфовый материал; еще южнее данная структурная зона сменяется роями дайкодиатремовых построек с характерными кольцевыми околожерловыми депрессиями при резком возрастании коэффициента эксплозивности разрезов эффузивных пород.

2. С запада и востока область развития эффузивов практически совпадает с площадью девонских морских депрессий и обрамляется зонами различно дифференцированных интрузивных базитовых тел, сгруппированных в

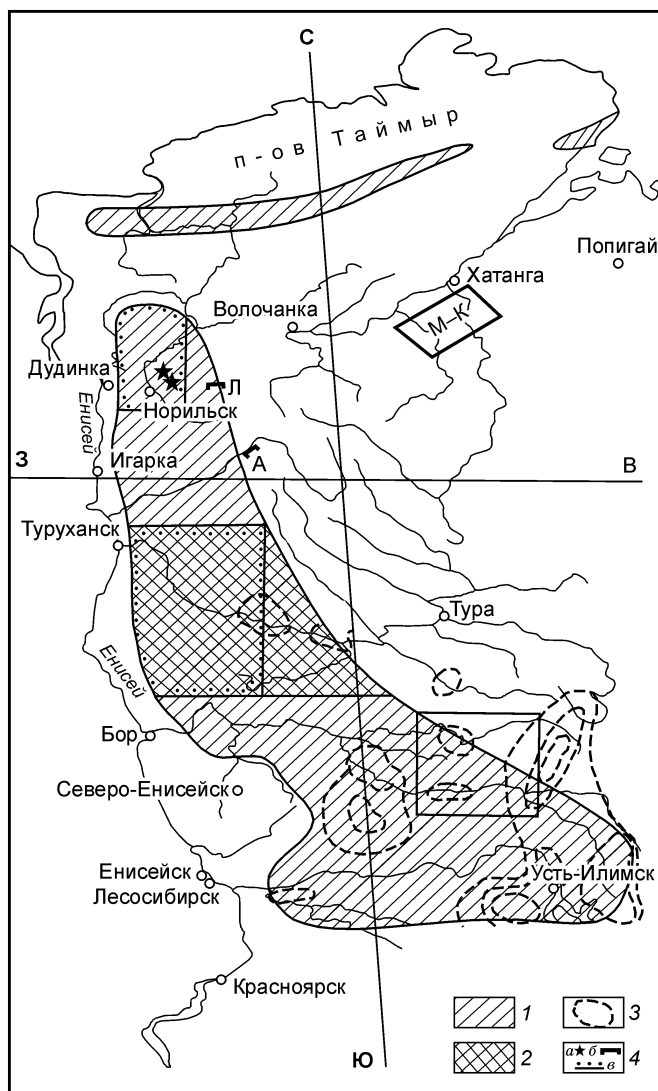


Рис. 1. Области Сибирской платформы, для которых имеется статистически обработанная информация о составе пермотриасовых траппов и разрезы (З–В, С–Ю), по которым строились модели плавления мантийных пород с учетом геофизической информации о толщине и структуре литосферы.

1 — площади, для которых использованы литературные статистические сведения, результаты обработки которых содержатся в [Васильев, 1999; Шарапов и др., 2001, 2003]; 2 — площади, для которых имелись данные бурения [Шарапов и др., 2001]; 3 — области увеличения количества интрузивов в платформенном чехле; 4 — участки детального изучения разрезов эффузивов: а — скважины, б — естественные разрезы, в — области изучения сборных разрезов по скважинам и естественным обнажениям, М-К — результаты по [Fedorenko, Czemanske, 1997; Федоренко, 2003].

зонах дуговых и линейных разломов. В западной части поля развития траппов просматривается петрохимическая зональность, в среднем магнезиальность базитов уменьшается от Норильской мульды к Ангаро-Илимскому железорудному району при возрастании титанистости и щелочности интрузивных пород.

3. Масштабы излияний лав и внедрения интрузий также уменьшаются в том же направлении.

4. Наибольшие масштабы внедрения базитов в платформенном чехле наблюдаются вдоль западного фаса СП в пределах цепочки поднятий, восточнее их просматривается параллельная полоса повышения мощности эффузивных излияний.

5. Наиболее сложны структурные формы и составы магматических пород вдоль южного борта Енисей-Хатангского прогиба, который часто именуется рифтом. В его западной и восточной частях зафиксированы максимальные масштабы вулканизма при минимальном коэффициенте эксплозивности извержений. В этих районах СП весьма сложная антидромная цикличность в составах эффузивов, и отмечен экстремально различный состав расплавов в концевых частях прогиба.

6. Возможно, с течением времени происходит омоложение (скольжение) магматических событий с севера на юг СП.

7. В общих чертах известны структура и состав пород фундамента, а также чехла ЗСП и СП, морфология границы Мохо, толщина литосферы.

Для выполнения второго условия построения корректной математической модели динамики магматической системы трапповой формации СП необходимо решить задачу количественного описания эволюции системы с областями плавления мантийных пород, над которыми в земной коре и на ее поверхности формировались магматические тела, составляющие данную формацию. Решение такой задачи динамики мантийно-коровой магматической системы позволит исследовать развитие плавления в неоднородной верхней мантии, в том числе и в пределах литосферы СП, формирование мантийных областей плавления ко времени излияния лав и рассчитать распределение температуры в литосфере над областью плавления.

Решение этой задачи позволит осуществить математическое моделирование собственно динамики формирования трапповой формации СП и ответить на вопрос, как структурные условия питания трещинных вулканов и состав кристаллического фундамента и чехла СП влияют на масштабы вулканизма, формы и динамику интродирования магм, а также изменения первичного состава расплавов, которые дифференцировались в магматических камерах.

Для корректной постановки задачи динамики плавления мантийных толщ необходима информация о составах пород, из которых выплавлялись базитовые магмы. В случае траппов СП наиболее полную информацию можно получить по данным изучения состава разрезов эффузивных пород. Решение такой задачи в настоящее время представляется достаточно сложной. В самом деле, решение обратной задачи динамики вулканогенного петрогенезиса сводится к определению взаимодействия генераторов изменения содержания компонентов в расплавах, которые зафиксированы в вулканических породах. Эти временные последовательности изменения составов отражают продукты опробования как первичных, так и вторичных промежуточных мантийных и коровых магматических очагов питающих вулканы. Статистическая обработка всего ряда аналитических данных об отдельных излияниях потенциально содержит возможность сопоставления с результатами решения соответствующих задач динамики, но не гарантирует их согласованность.

В литературе известно несколько разрезов эффузивов трапповой формации СП, петрохимия пород которых описана с достаточной для статистической обработки полнотой. Большая их часть относится к данным изучения бурения лавового щита Хараелахской мульды Норильского района (см. рис. 1, 2) [Шарапов и др., 2001, 2003]. Кроме этого, имеются данные о составном разрезе эффузивных пород Маймеча-Котуйского района и ряда бортов „грабренных“ озер, где вскрыты эффузивы Тунгусской синеклизы (см. рис. 1, 3) [Fedorenko, Czernanske, 1997]. Полнота комплексной геохимической информации по этим разрезам по объему определения элементов составов эффузивных пород выглядит следующим образом: петрогенные компоненты ~100 %, редкие и рассеянные элементы ~30 %, изотопы <10 %, оценки возраста <0.01 % [Naldrett et al., 1992; Sharma, 1997; Феоктистов и др., 1999; Шарапов и др., 2001, 2003; Федоренко, 2003; Шарапов, 2004; Ivanov et al., 2005]. Из приведенной статистики следует, что полноценный анализ спектральных характеристик временного изменения составов возможен только для петрохимических компонентов.

Основные элементы структуры известных временных рядов были описаны ранее [Шарапов, 2004]. В них существуют циклические последовательности с разными эволюционными трендами. В Норильском районе в системе со временем убывает число и существенность возмущений, вызывающих вариации составов лав. В верхней части разреза эффузивов фиксируются составы, характеризующиеся временными функциями распределений типа белого шума. Представительность и детальность описания непрерывных разрезов Маймеча-Котуйского района существенно уступает описанным участкам эффузивного магматизма Норильского района. Только на основании составного разреза эффузивов [Fedorenko, Czernanske,

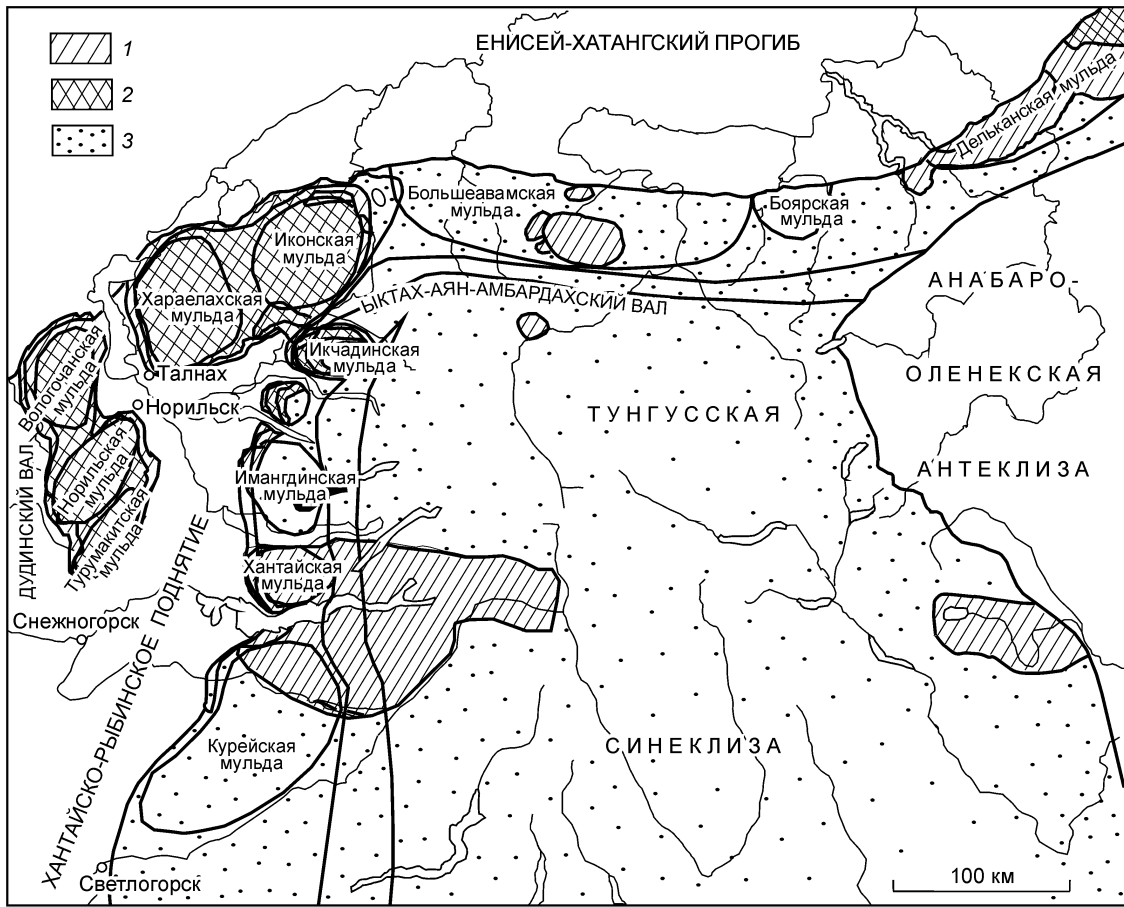


Рис. 2. Схема распределения эффузивных пород траптовой формации в области их максимального проявления (по [Рябов и др., 2005] с упрощениями):

1 — области проявления субщелочных и щелочных пород; 2 — области проявления высокомагнезиальных лав; 3 — область развития толеитовых базальтов.

1997] для Маймеча-Котуйского района можно указать наличие двух циклов и существенно иной тип разрезов, чем в западной и центральной частях траптовой провинции СП (см. рис. 3) [Золотухин и др., 1986; Рябов и др., 2001, 2005; Шарапов и др., 2003]. Отметим, что во всех участках проявления эффузивного трапсового магматизма СП составы пород характеризуются периодическими функциями распределения. При этом имеется не менее двух циклов развития платобазальтов в областях их максимального проявления по краям Енисей-Хатангского прогиба при значительной локальной неоднородности в составах излияний лав одноименных свит второго магматического цикла, а также их пространственных различий [Золотухин и др., 1986; Рябов и др., 2001, 2005; Шарапов и др., 2003; Шарапов, 2004]. В целом существующая информация об изменении состава вулканогенных траппов СП в разных структурных областях проявления для количественного моделирования динамики мантийно-коровой магматической системы достаточна только для исследования эволюционной последовательности событий [Sharma, 1997; Basu et al., 1998]. Согласно значениям величин ϵ_{Nd} в лавах, по-видимому, имелись два мантийных источника базитовых расплавов: 1) более глубокий ($\epsilon_{Nd} \cong 8$) — в мантийном субстрате плавился гранат, 2) менее глубокий ($\epsilon_{Nd} \cong 4$), который был контаминирован материалом земной коры. Этим источникам соответствуют лавы с большим или меньшим содержанием Mg, Ti, K, Th, U, La, Ce, Sm, Yb и т. п., как показателями „степени плавления“, „примитивности“, „деплеированности“ и „контаминированности“ исходного мантийного субстрата [White, 1997; Farmer, 2003]. Несмотря на ограниченность цифровых данных о полных временных рядах в разных структурно-динамических областях проявления эффузивов на территории СП, анализ имеющихся материалов позволяет сформулировать фундаментальный для моделирования МКМС вывод [Wyllie, 1995; Ito, van Keken, 2006] — периодичность в функциях

Система	Горизонт	Свита, толща	Вулканический цикл	Высокомагнезиальные лавы						Субщелочные и щелочные лавы								
				Н	ТС			К	М-К	Н	ТС			К	М-К			
					ЗБ	СБ	ВБ				ЗБ	СБ	ВБ					
Триасовая	Путоранский	sm	V															
		km, mm																
		hr, nr, dl																
		mk, hn, kg ₂																
	Двурогинский	mr, an, jr, dv, kg ₁	IV															
	Тугоначанский	nd, ar, vd	III															
		tk																
		hk, pb																
		gb	II															
sv, cn																		
Пермская	Гагарьес-Тровский	iv	I															

Рис. 3. Распределение аномальных по составу лав в разрезах платобазальтов Сибирской платформы [Рябов и др., 2005].

Свиты: ag — арыджанская; an — аянская; cn — чангадинская; dl — дельканская; dv — двурогинская; gd — гудчихинская; hk — хакачанская; hr — хараелахская; hn — хонномакитская; iv — ивакинская; jr — юрская; kg — коготогская; km — кумгинская; mm — маймечинская; mk — мокулаевская; mr — моронговская; nd — надеждинская; nr — неракарская; pb — правобоярская; sm — самоедская; sv — сыверминская; tk — туклонская; vd — водопадная. Здесь Н — норильская мульда, М-К — Маймеча-Котуйская провинция, К — Каменская провинция, ТС — Тунгусская синеклиза, ЗБ — западный борт ТС, СБ — северный борт ТС, ВБ — восточный борт ТС.

распределения составов свидетельствует, как минимум, о том, что при формировании локальных эффузивных разрезов одновременно существовали разноуровневые очаги плавления мантийных пород.

В заключение краткого обзора петрохимической информации следует отметить, что в известных подходах согласования вариационных диаграмм, отражающих эволюционные тренды эффузивов, с составами субстратов используется правило неравновесного рычага [Wyllie, 1995; Ito, van Keken, 2006]. Очевидно, что природа хронологических рядов платобазальтов СП не может быть описана простейшими генераторами геохимических сигналов, типа уравнения Шейля, для однородных субстратов. В предложенном приближении возможны оценки составов равновесных выплавов для области декомпрессионного плавления на основе экстраполяций [McKenzie, 1984; Niu, Batiza, 1991]. Для случая метасоматизированной литосферы контуры области плавления задаются по кривой плавкости [Rock..., 1995], для которой нет диаграммы состояния. Поэтому состав выплавов в верхней области магматических систем может пока определяться как „условно толеитовый“. Реальные вариации составов литосферных расплавов и верхних значений температур ликвидуса для них могут оцениваться только эмпирически по известной статистике составов пород в разрезе эффузивов.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ДИНАМИКИ ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД

Из статистической обработки временных рядов эффузивов базитового состава следует, что через трещинные магмопроводники периодически происходили излияния базитовых расплавов, которые, по-видимому, возникли из разнородных по составу разноглубинных субстратов. Основной вывод для построения математической модели сводится к тому, что в верхнемантийной эндогенной системе, с которой пространственно сопряжено появление траппов СП, возможно, имелось, как минимум, два уровня плавления: 1) область декомпрессионного плавления в верхней части восходящего потока верхнемантийного материала; 2) область плавления пород литосферы над верхнемантийной астенотинзой. Структура и масштаб этих областей в пределах и за границами полосы вулканогенных мульд (см. рис. 2) [Рябов и др., 2005], располагающихся вдоль северо-западной и северной границ плато Путорана, пока не ясны. Как следует из сейсмологических данных [Эренчик и др., 2000; Никулин и др., 2001; Егоркин, 2004], в строении литосферы ЗСП и СП имеются области утонения, над которыми в земной коре располагаются рифты. С ними сопряжены участки максимального развития вулканизма, характеризующиеся лавами с наиболее сложными временными функциями распределения состава. Вулканические события весьма слабо проявлены по краям кратонов. С удалением от рифтов, по-видимому, преимущественно фиксируются поступления магм из верхнего уровня плавления мантийных пород, а их масштаб постепенно уменьшается. При этом увеличивается эксплозивная составляющая в вулканогенных разрезах, которые далее сменяются поясами даек и диатрем. Имеется латеральная петрохимическая зональность в составе изверженных пород, которая состоит в том, что с удалением к югу от северо-западной и северной окраин СП уменьшается глубина питающих мантийных очагов.

Исходя из изложенного выше, в настоящей работе предполагается выявить условия развития и возможные масштабы проявления многоуровневого плавления в мантии и земной коре СП и ЗСП. Если в рамках корректной математической модели удастся показать одновременное существование более одного уровня плавления в разнородных мантийных субстратах, то это может служить основанием для объяснения временной вариации существующих составов лав трапповой формации СП.

Современное состояние проблемы моделирования динамики плавления пород верхней мантии рассмотрено в [Ito, van Keken, 2006], поэтому отметим наиболее существенное для исследуемой проблемы. Для количественного описания зарождения и эволюции магматических очагов, сформировавших траппы СП, в приближении двухуровневой конвекции в мантии в работе реализованы наиболее физически проработанные модели процессов конвективного плавления пород в верхней мантии и континентальной литосфере — модель с горячими точками на границе верхней и нижней мантий [McKenzie, 1984; White, McKenzie, 1989, 1995], модель без горячих точек [King, Anderson, 1995] и двухуровневая схема [Turner et al., 1996]. Схема декомпрессионного плавления в общемантийном плюме, которая для термохимической флуктуации рассмотрена в [Farnetani et al., 2002], в данной работе не обсуждалась, так как для моделирования развития зон плавления в верхней мантии с необходимой детальностью требуются достаточно подробные разностные сетки и значительные вычислительные мощности. Масштабный выбор определяется задаваемой детальностью моделирования динамики теплопереноса в верхней мантии и литосфере. Для этой цели достаточен учет условий возникновения конвекции в верхней мантии. В данной работе также не рассматриваются приложения моделей суперплюмов [Рябчиков, 2001; Летников, 2003; Кирдяшкин и др., 2004], поскольку в предложенных схемах отсутствуют оценки составов выплавки и не рассматриваются количественно структурно-петрологические условия развития сопряженного плавления в литосфере.

Численное моделирование развития зон плавления верхней мантии в данной работе проведено на основе модифицированной модели Буссинеска [Перепечко, Шарапов, 2001]:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0,$$

$$0 = -\nabla P' + \text{div}(\nu \nabla \mathbf{v}) + \text{Ra} \rho' \mathbf{e},$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)T = \text{div}(\chi \nabla T) + H.$$

Здесь ρ — плотность, \mathbf{v} — скорость, T — температура, P — давление, χ — температуропроводность, ν — кинематическая вязкость, P' , ρ' , T' — отклонения параметров от начальных значений, H — плотность источников тепла, Ra — число Рэлея.

Характеристики фазовых переходов в коре и мантии.

Фазовый переход	Характерное давление, кбар	Характерная температура, °С	Наклон кривой, бар/град	Ширина перехода, кбар	Скачок плотности, г/см ³
Шпинель—перовскит	235	1800	0	100	0.38
β-шпинель—γ-шпинель	182	1700	46	10	0.06
Оливин—β-шпинель	135	1600	37	40	0.22
Гранатовый лерцолит—шпинеливый и плагиоклазовый лерцолит	9.7	700	17	6	0.12
Плавление лерцолита	28	1400	82	2	0.11
Плавление деплетированного метасоматизированного ультрабазита	12	950	820	2	0.11
Плавление гранита	2	750	190	0.7	0.1

Уравнение состояния делает систему динамических уравнений замкнутой:

$$\rho = \rho_0 - \beta T' + \alpha P' + \frac{1}{2} \sum_i \pi_i,$$

где $\pi_i = \delta\rho_i (1 + \text{th}((P - P_i - \gamma_i(T - T_i))/d_i))$; α — коэффициент объемного сжатия; β — коэффициент температурного расширения; P_i , T_i , $\delta\rho_i$ — характерные значения давления, температуры и скачка плотности, γ_i — наклон фазовой кривой, d_i — ширина фазового перехода. Численное моделирование проведено для диаграммы состояния, составленной на основе трех фазовых диаграмм: 1) конвектирующих в верхней мантии лерцолитов (интервал глубин: граница нижней и верхней мантий—верхняя граница с деплетированной литосферой) [Ito, van Keken, 2006]; 2) амфиболитизированных ультрабазитов, по [Майсен, Беттчер, 1979; de Smet, 1999] для мантийной части литосферы [McKenzie, 1984; Mantovani et al., 1985; Turner et al., 1996; Large Igneous Provinces..., 1997; Sheth, 1999; De Paolo, 2001]; 3) водосодержащих гранитов [Raddick et al., 2002] для нижней земной коры. Параметры составной фазовой диаграммы приведены в таблице. Физические характеристики мантийной среды следующие: $\rho_{\text{min}} = 3.26 \text{ г/см}^3$ (соответствует плагиоклазовому лерцолиту при нормальном давлении); удельная теплоемкость — 1200 Дж/кг; температуропроводность — $1.5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициент теплового расширения — $3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$. Кинематическая вязкость как функция температуры и давления меняется от $1.5 \cdot 10^{16}$ до $6 \cdot 10^{17} \text{ м}^2/\text{с}$.

При моделировании развития траппов СП и Западно-Сибирской плиты (ЗСП) учитывалась структура литосферы, по [Никулин и др., 2001; Егоркин, 2004]. Распределение горячих точек под ее морфоструктурами задавалось по материалам о распределении полей траппов и кимберлитовых тел [Эренчик и др., 2000; Никулин и др., 2001]. При численном моделировании исследовались три варианта системы: 1) развитие единичного плюма над областью аномально разогретой границы между верхней и нижней мантией; 2) существование нескольких горячих точек под различными участками литосферы; 3) модель с декомпрессионным плавлением в отсутствие горячих точек. Структура литосферы задавалась по данным трансект от Урала до Виллюйской синеклизы [Егоркин, 2004]. Был также рассмотрен вариант с усложненной структурой по морфологии литосферы в области синеклиз в форме резкого утонения литосферы под рифтовой зоной (ЗСП, Хатангский прогиб) и утолщением литосферы под Сибирским кратоном до 200—250 км. Толщина метасоматизированной литосферы в рассматриваемом подходе является переменной, определяемой функциональной зависимостью вязкости от температуры и давления, а также положения верхней границы возникающей и эволюционирующей астеносферы. Верхняя граница литосферы (верхний слой—земная кора) принималась свободной с постоянной температурой 0 °С. На нижней границе верхней мантии принимались условия непроницаемости и прилипания, и задавалось постоянное во времени распределение температуры в интервале 1550—2400 °С (отсутствует разрушение перовскитового барьера), моделирующее тепловое влияние нижней мантии. Горячие точки вводились на нижней границе как области, протяженностью 100—200 км, в которых температура задавалась на 5—30 % выше окружающей. На боковых границах расчетной области принимались условия, эмулирующие отсутствие границы. Система уравнений решалась для двухмерной области 700 км на 2500—4000 км с помощью метода контрольного объема [Перепечко, Шарпов, 2001] на неравномерной сетке $\sim 100 \times 120$ ячеек. Неравномерность расчетной сетки по вертикальной оси позволяла с необходимой точностью детализировать структуру области плавления. Шаг по времени при исследовании области плавления варьировался от 150 тыс. лет до 1 млн лет. Общее время развития магматической системы принималось не более 200 млн лет [Farnetani et al., 2002; Ivanov et al., 2005]. Тестирование численной схемы проводилось согласно [Busse et al., 1995].

Кроме указанных вариантов плавления метасоматизированной литосферы для сравнения рассмотрены системы с отсутствием зон метасоматического изменения, при которых литосфера состоит из деплетированных лерцолитов и аппроксимируется субстратами типа [Raddick et al., 2002]. Для метасоматизированных литосферных пород использовалась фазовая диаграмма по [Farmer, 2003].

ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Области развития траптовых формаций на разных континентах совпадают с зонами продолжительного прогибания земной коры и инверсии морских бассейнов, осложненных рифтами [Sheth, 2005]. Такие области всегда граничат с кратонами, имеющими мощную литосферу. При обсуждении природы плавления пород верхней мантии под вулканическими щитами континентальных платобазальтов рассматриваются модели как с областями декомпрессионного плавления в мантии [McKenzie, 1984], так и без образования подобных структур [King, Anderson, 1995]. Образование областей декомпрессионного плавления может быть обусловлено наличием горячих точек, но может быть реализовано в системе без горячих точек заданием температурного режима межмантийного взаимодействия. Рассмотрим эти подходы подробнее.

В последнее десятилетие получила популярность модель, предложенная в [King, Anderson, 1995]. В этой работе показана динамика перетекания разогретого вещества верхней мантии из-под кратонов под утоненную литосферу зон прогиба, но не исследована динамика декомпрессионного плавления метасоматизированной литосферы, как не исследована и сложная внутриплитная геометрия литосферы с распределенными зонами плавления. В данной работе такая схема численно моделируется для морфоструктурных соотношений в литосфере и верхней мантии, которые могут быть близки палеомагматической

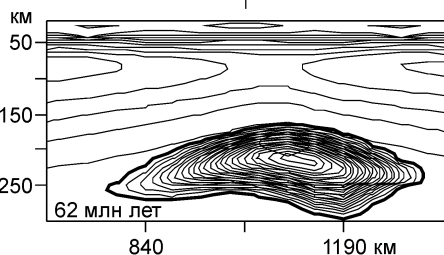
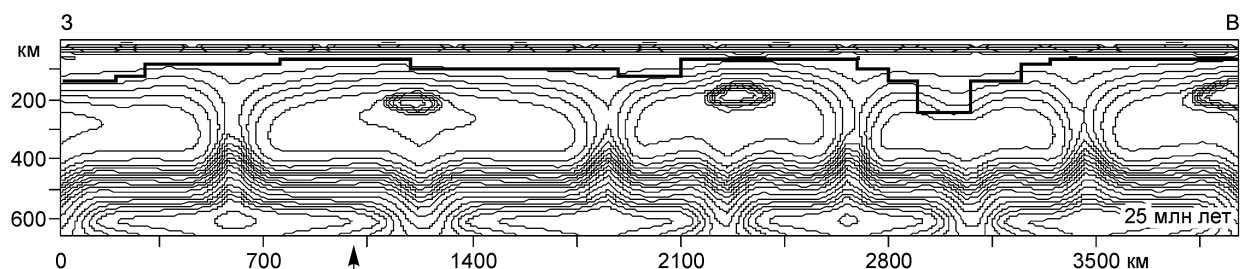


Рис. 4. Максимальные масштабы декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии при температуре на границе верхней и нижней мантии 1800 °С.

На врезке показана детализация морфологии астенוליны и распределение в ней объемной доли жидкой фазы. Разрез 3-В (см. рис. 1).

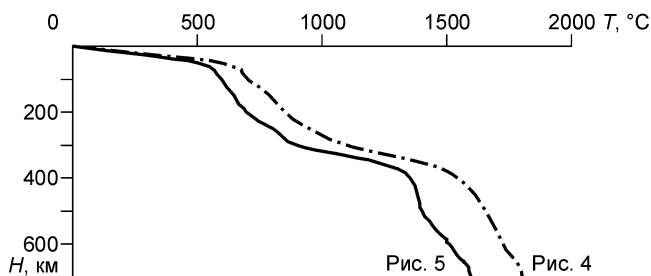
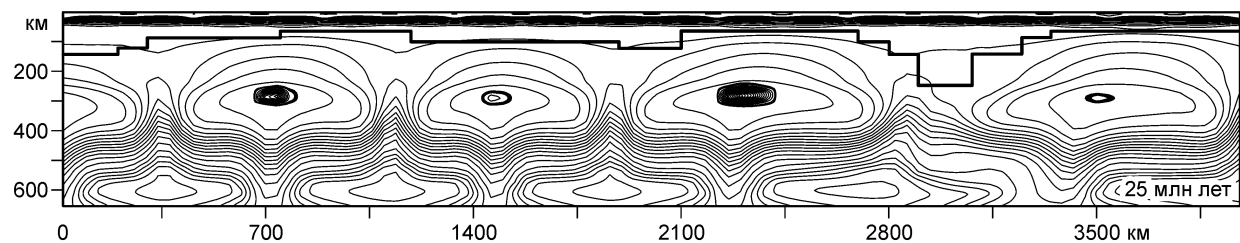


Рис. 5. Максимальные масштабы декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии при температуре на границе верхней и нижней мантии 1600 °С.

На врезке показано начальное распределение температуры по разрезу для рис. 4 и 5.

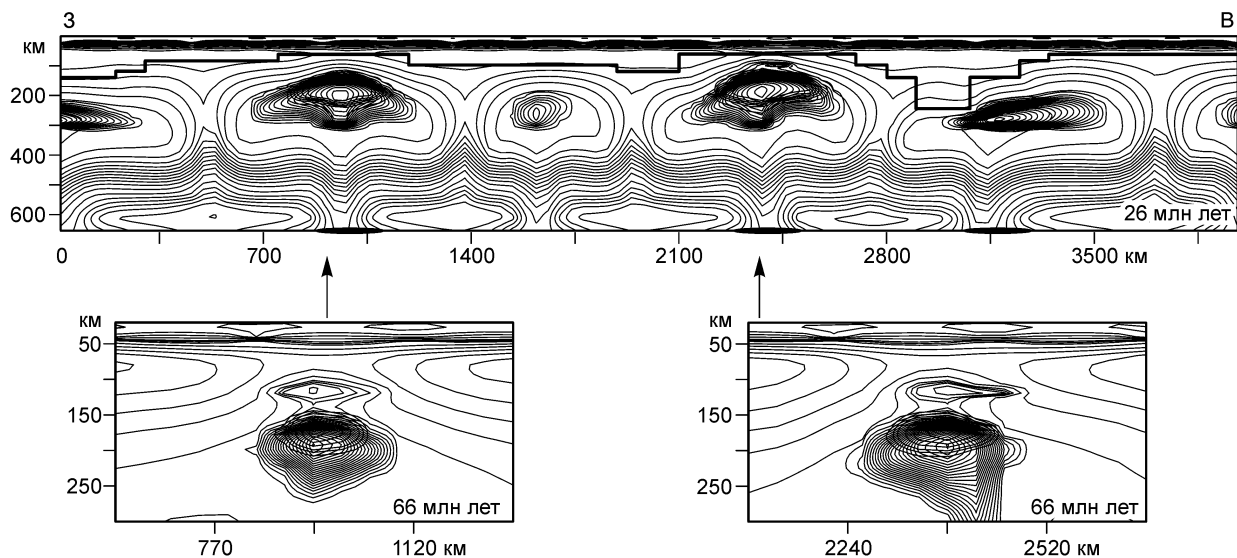


Рис. 6. Максимальные масштабы декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии метасоматизированной литосферы при наличии распределенных горячих пятен под утоненными (70 км) и утолщенными (200—250 км) участками литосферы по разрезу 3–В.

На врезках показаны детали морфологии зон декомпрессионного плавления в верхней мантии и плавления метасоматизированных ультрабазитов в литосфере.

системе, образовавшей трапповую формацию ЗСП и СП. Плавление в этом случае связано с конвекцией в верхней мантии, не осложненной присутствием горячих точек на границе верхней и нижней мантии (рис. 4, 5).

Количественная модель плюма с декомпрессионным плавлением мантийных пород в верхней мантии впервые была построена в [McKenzie, 1984], а для трапповой формации [Mantovani et al., 1985]. Впоследствии появилось множество ее модификаций. В данной работе рассмотрена модель с распределенными горячими точками как под областями утонения, так и утолщения литосферы (рис. 6, 7).

При исследовании петрогенезиса лавовых щитов петрологии давно обратили внимание на то, что слагающие их толеитовые базальты не могут быть получены из ультрабазитовых субстратов конвектирующей мантии [Mantovani et al., 1985; King, Anderson, 1995; De Paolo et al., 2001; Raddick et al., 2002]. Петрогенетическая продуктивность такого подхода к проблеме выплавления магм, формирующих толеитовые щиты платобазальтов, была рассмотрена в [Turner et al., 1996]. Результаты численных экспериментов показали справедливость идеи контактного плавления над астенотинзой метасоматизированных пород литосферы. В данной работе реализована такая постановка задачи в применении к структурной ситуации трапповой формации ЗСП и СП для случая метасоматического изменения мантии, которое предвещало появление астенотинзы (см. рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Численные эксперименты проводились с целью исследования динамики развития зон декомпрессионного плавления при конвекции в верхней мантии с определением степени плавления (распределения равновесных составов выплавки в астеносфере) субстратов и размеров астенотинз в присутствии и в отсутствие горячих пятен под границей перовскитового раздела с нижней мантией и с целью определения условий проявления над астенотинзами зон плавления в метасоматизированной литосфере, оценки их морфологии и размеров. Полученные результаты расчетов могут быть сопоставлены с известными геологическими данными о трапповой формации СП.

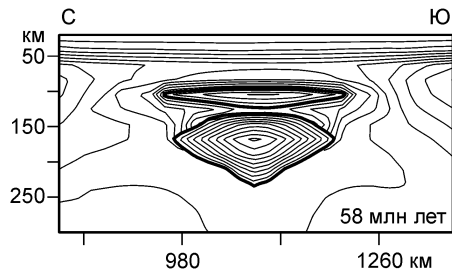


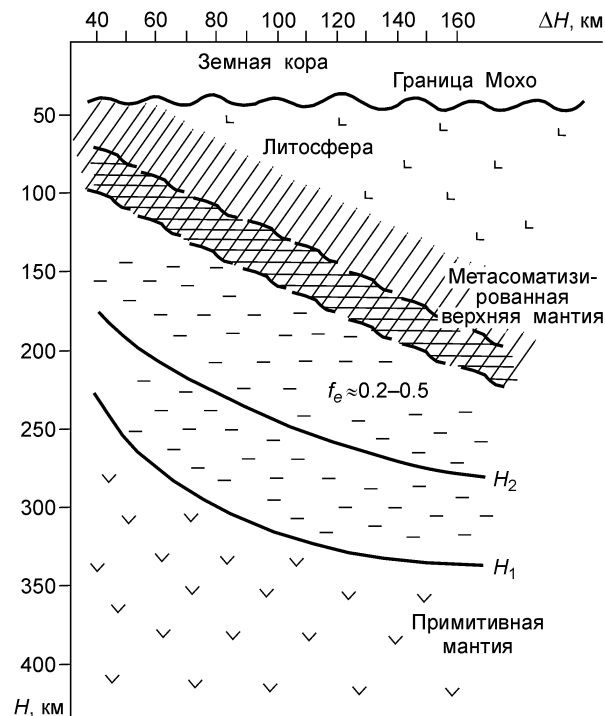
Рис. 7. Детальная картина морфологии двухуровневой мантийной магматической системы, возникающей под областью рифтового утонения литосферы (~40—50 км), полученной для разреза С–Ю (см. рис. 1).

Рис. 8. Обобщенная картина положения верхних и нижних границ мантийных внутриплитных двухуровневых магматических систем по данным численного моделирования для максимальных масштабов плавления (горизонтальная штриховка) над горячими точками при переменной толщине (ΔH) метасоматизированной (косая штриховка) литосферы.

Область плавления литосферы — косая клетка, H_1 — нижняя граница области декомпрессионного плавления примитивной мантии, H_2 — нижняя граница области декомпрессионного плавления примитивной мантии при отмирании астенولينз, f_e — объемная доля жидкой фазы в области декомпрессионного плавления при разных значениях температуры в горячем пятне.

Эти сопоставления позволяют утверждать о правдоподобии рассматриваемых схем плавления мантийных пород следующее. Модель динамики развития зон плавления под неоднородной континентальной литосферой в отсутствие горячих точек на нижней границе верхней мантии [King, Anderson, 1995] не позволяет моделировать выплавление в литосфере базитовых расплавов. На рис. 4 показаны области плавления в конвектирующей верхней мантии для моментов максимальных масштабов их развития с максимально высоким разогревом верхней мантии. В существующей реализации модели без горячих точек для рассматриваемой геометрии литосферы и использованных физических характеристик среды не позволяют получить масштабы зон плавления, согласованные с реальными размерами траппов на СП. В рамках этой модели двухуровневые зоны плавления образуются только при нереально высоком разогреве нижней границы верхней мантии. Следовательно, сложно объяснить появление расплавов толеитов, сформировавших лавовые щиты. В рамках этой схемы получено, что при конвекции в верхней мантии под литосферой переменной мощности степени плавления ультрабазитового субстрата незначительны. Это позволяет объяснить появление только примитивных пикритоидных магм [King, Anderson, 1995].

Более адекватной для решения проблемы согласования размеров траппов СП и астенولينз представляется модель конвекции при наличии на нижней границе верхней мантии горячих точек. Как следует из результатов расчетов глубин верхней границы плавления или астенولينз в зависимости от толщины литосферы или той области мантии, которая не участвует в конвекции из-за относительно малой плотности или высокой вязкости, ультрабазитовые породы декомпрессионно плавятся не выше границы шпинель-гранатового перехода для всего допустимого интервала изменения температур в континентальной верхней мантии. На рис. 8 приведено положение верхней границы областей декомпрессионного плавления в максимальном развитии под неоднородной предварительно метасоматизированной континентальной литосферой. Для петрохимических оценок составов выплавки полученные в расчетах степени плавления различных ультрабазитовых субстратов могут объяснить появление очагов, с которыми связаны меймечиты [Рябчиков, 2001]. Размеры аномальной температурной зоны на границе нижней и верхней мантии практически не сказываются на пространственных масштабах локального плавления в астенولينзах, хотя масштабы ожигения в системе возрастают. Максимальный радиус зоны восходящих течений составляет 100—150 км, а зоны растекания разогретого материала под литосферой ~500 км. Область декомпрессионного плавления в ней может занимать до трети его диаметра. Эти параметры являются предельными при оценках геометрических характеристик как плюмов, так и суперплюмов при проекции на поверхность Земли магматических выплавки при их воздействии на литосферу без участия летучей фазы. При толщине континентальной земной коры более 20 км, горизонтальный размер области плавления ограничивается положением границы солидуса для использованной диаграммы состояния. Возможные составы выплавки в таких зонах обсуждались в [De Smet, 1999], где впервые рассмотрена задача декомпрессионного плавления мантии под континентальной литосферой. Состав выплавки может быть только пикритоидным, что явилось основой схемы фракционирования толеитов СП из пикритоидных магм [Золотухин и др., 1986]. По этим причинам модель плюма, в которой не предусматривается тепловое взаимодействие с



метасоматизированной литосферой, не может быть принята в качестве модели образования выплавов, формирующих толеитовые расплавы, описанные в эффузивных разрезах СП.

Анализ результатов численных экспериментов позволяет говорить о том, что:

1) для рассматриваемой модели контактного нагрева литосферы характерно развитие двухуровневой магматической системы — области декомпрессионного плавления в восходящем потоке мантийного субстрата и обширной области плавления в метасоматизированной литосфере под границей Мохо;

2) верхняя область плавления может быть как пространственно автономной от нижней области декомпрессионного плавления в краевых частях магматической системы, так и сопряженной с астенوليной;

3) литосферная область плавления имеет характерную горизонтальную слоистую форму с верхней границей на глубине 60—70 км и в максимуме развития больше лавового щита по его длинной оси;

4) состав выплавов базитовых расплавов в этих областях магмогенерации в рассматриваемых термодинамических условиях при сходной метасоматической переработке пород литосферы должен быть относительно однородным.

Петрогенетическая интерпретация полученных результатов позволяет правдоподобно объяснить некоторые характеристики функций распределения петрогенных компонентов в разрезах щитовых вулканов: 1) при относительной однородности субстрата в литосфере, выплавки из него на большей части площади магматических проявлений толеитового состава на поверхности СП должны быть относительно однородны и однотипны по временному тренду составов при формировании лавовых разрезов; 2) при автономности областей плавления на краях системы и при наличии глубинных разломов характерными должны быть эффузивные разрезы типа Маймеча-Котуйского и Норильского районов; 3) согласно схеме развития трапповых провинций по [Sheth, 1999, 2005], появление лавового щита отвечает области рассеянного спрединга с относительно неглубокими разломами. В этом случае функции распределения для лавового щита из районов грабеновых озер плато Путорана неплохо согласуются с данной схемой. Как показано в [Рябов и др., 2005], аномальные образования среди траппов СП пространственно сопряжены с глубинными разломами, в том числе прослеживаемыми в пределах лавового щита.

Наличие этапности магматических событий, отраженной в функциях распределения, а также проявление нормальности или аномальности в составах лав [Рябов и др., 2005], в рамках модели двухуровневого плавления мантийных пород качественно объясняется возможностью существования при выбранных краевых условиях разнородных источников расплавов, поступающих попеременно из разных уровней плавления. Анализ природы периодичности излияний лежит за рамками рассмотренной модели. В настоя-

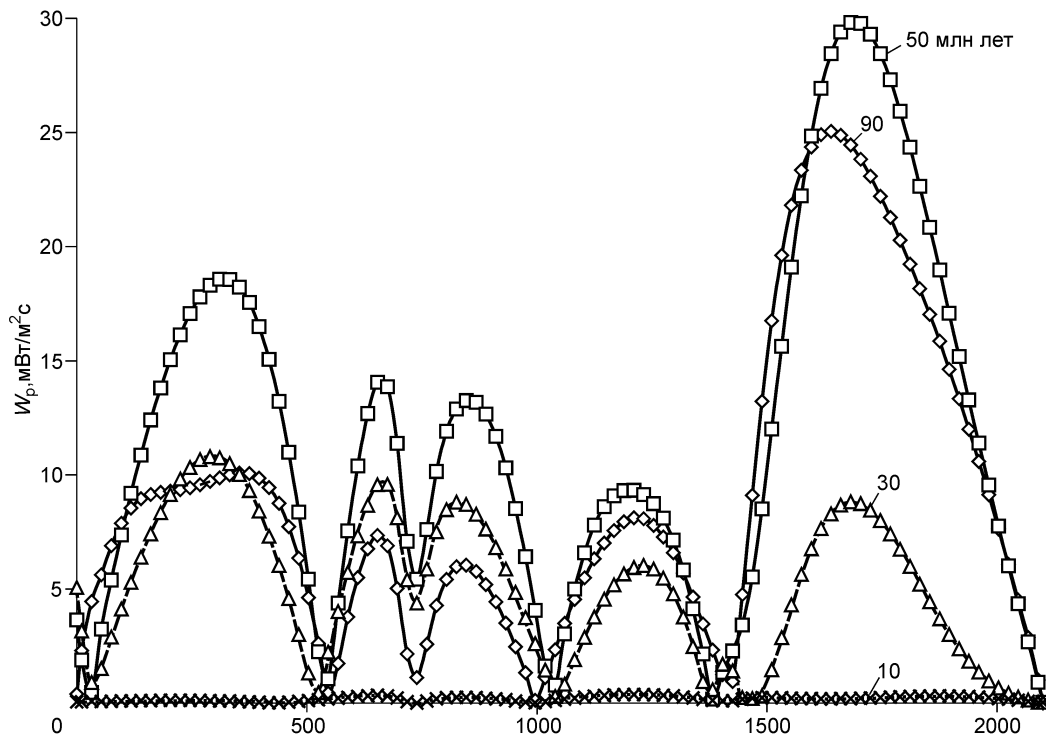
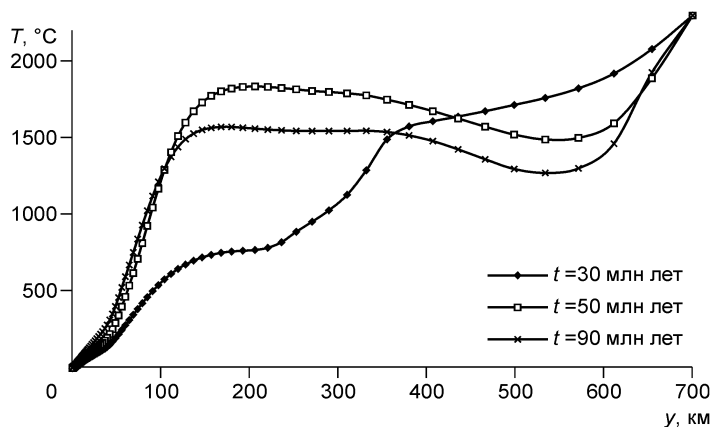


Рис. 9. Распределение теплового потока W_p у поверхности Земли для времен развития мантийной магматической системы 10, 30, 50 и 90 млн лет.

Рис. 10. Распределение температуры по оси области адвекции над горячим пятном для времен развития мантийной магматической системы.



щее время можно говорить о существовании некоторой последовательности поступления расплавов в тех участках плиты, где были реализованы те или иные тектонические условия.

Геологическая продолжительность развития МКМС является динамической характеристикой, которая должна описываться в модели динамики зон плавления.

Времена развития внутриплитных МКМС, с которыми сопряжены платобазальты, варьируют в широких пределах [Mantovani et al., 1985; Ivanov et al., 2005; Sheth, 2005; Ito, van Keken, 2006]. Согласно результатам численных расчетов, продолжительность существования астенولينз по адвективно-декомпрессионному механизму плавления верхней мантии составляет ~20—40 млн лет. Согласно [Ivanov et al., 2005], общее время проявления пермотриасового магматизма СП и ЗСП порядка 20 млн лет. Виртуальные и инструментальные оценки времени существования МКМС согласуются удовлетворительно.

Формирование лавовых щитов считается относительно кратковременным ~1.5—5 млн лет [Large Igneous Provinces..., 1997; Farmer, 2003; Ito, van Keken, 2006]. Фундаментальной задачей, которая в настоящее время не имеет даже качественной физической формулировки, является проблема толкования природы проявления единого относительно кратковременного тектонического эпизода для СП, вызвавшего формирование на значительной площади плиты мощного лавового щита. Формирование лавового разреза ЗСП существенно отличается от такового СП — на ЗСП излияния лав разделены длительными перерывами формирования коры выветривания и отложения мелководных морских и пресноводных осадочных пород [Saraev, 2007].

В рамках использованного приближения не удастся получить плавления гранитоидных магм из пород земной коры в области границы Мохо. Отметим, что для похожей многослойной модели литосферы плавление пород земной коры может быть показано при условии наличия на границе литосферы базитового слоя расплавов с температурой не менее 1300 °C и тепловых потоков в литосфере более 300 мВт/(м²·с) [Babeyko et al., 2002]. В нашем случае такие граничные условия нереальны (рис. 9, 10). Поэтому предложенная модель для описания проявления полного спектра расплавов траппов СП и ЗСП должна быть модифицирована в отношении учета в многослойной литосфере конвективного теплопереноса магматогенными флюидами над астеносферой. Очевидно, что в такой более адекватной модели теплопереноса в литосфере над астенолинзой уровни плавления окажутся значительно выше по ее разрезу, чем в показанной реализации, а также появятся разноуровневые, различным образом обогащенные, базитовые выплавки, характерные для траппов СП.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Петрогенетическая интерпретация рассчитанной динамики плавления мантийных пород над горячими точками позволяет подойти к правдоподобному объяснению некоторых важных характеристик базитовых составов эффузивных пород СП и ЗСП: 1) при относительной однородности литосферного субстрата выплавки из него при поступлении на поверхность СП на большей части площади магматических проявлений толеитов должны быть относительно однородны и однотипны по временному тренду составов при формировании лавовых разрезов; 2) при автономности областей плавления на краях системы и при наличии глубинных разломов, характерными должны быть эффузивные разрезы типа Маймеча-Котуйского и Норильского районов; 3) появление лавового щита отвечает области рассеянного спрединга с относительно неглубокими разломами.

Следует отметить также, что полученные результаты и современные данные различаются по физическим характеристикам сред, геометрии и структуры геологических тел в литосфере СП [Эренчик и др., 2000; Никулин и др., 2001; Шарапов и др., 2001; Егоркин, 2004] в следующем: 1) в участках толстой земной коры фиксируются максимумы проявления интродирования базитов в платформенный чехол; 2) морфология границы Мохо не конформна толщине литосферы; 3) современные области проявления повышенного теплового потока не совпадают с конфигурацией границы литосферы с астеносферой; 4) не удается определить условия и масштабы плавления пород земной коры в области границы Мохо.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64107) и гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Риолиты — составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 2, с. 200—203.

Васильев Ю.Р. Количественная оценка крупнообъемных проявлений пермотриасового траппового магматизма на Сибирской платформе // Докл. РАН, 1999, т. 367, № 3, с. 380—384.

Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1986, 246 с.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1057—1073.

Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1262—1269.

Майсен Б., Бетгчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979, 110 с.

Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Алмазпрогностика. Иркутск, АЛРОСА, 2001, 311 с.

Перепечко Ю.В., Шараров В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск, Нонпарель, 2001, 401 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. „Аномальные“ образования в траппах Сибирской платформы — показатели геодинамической обстановки формирования плотобазальтов // Литосфера, 2005, № 4, с. 163—177.

Рябчиков И.Д. Глубинные геосферы и рудогенез // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 3, с. 195—207.

Федоренко В.А. Геохимические типы платовулканических пород Севера Сибирской платформы // Руды и металлы, 2003, № 1, с. 45—54.

Феоктистов Г.Д., Ротман А.Я., Владимиров Б.Д., Егоров К.Н., Конев А.А. Петрохимия базит-ультрабазитовых формаций палеозоя—мезозоя Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1999, 140 с.

Шараров В.Н. Функции распределения содержаний компонентов в разрезах флад-базальтов Сибирской платформы как показатели эволюции магматической системы // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 2, с. 241—246.

Шараров В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1299—1313.

Шараров В.Н., Васильев Ю.Р., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. О локальной и региональной изменчивости в составе пермотриасовых эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (8), с. 741—752.

Шараров В.Н., Перепечко Ю.В., Мазуров М.П. Мантийно-коровые флюидно-магматические системы зон спрединга // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1326—1343.

Эренчик Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.М. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10, с. 209—228.

Babeyko A.Yu., Sobolev S.V., Trubull R.V., Oneken O., Lavier L.L. Numerical models of crust scale convection and partial melting beneath the Altiplano—Puna plateau // EPSL, 2002, v. 199, p. 373—388.

Basu A.R., Hannigan R.E., Jacobsen S.B. Melting of the Siberian mantle plume // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 12, p. 2209—2212.

Busse F.Y., Christensen U., Clever R., Cserepes L., Gable C., Giannandrea E., Guillou L., Houseman G., Nataf H.-C., Ogawa M., Parmentier M., Sotin C., Travis B. 3D convection at infinite Prandtl number in Cartesian geometry: a benchmark compression // Geophys. Astroph. Fluid Dyn., 1995, v. 75, № 1, p. 39—59.

De Paolo D.L., Bryce J.G., Dodson A., Shuster D., Kennegy B. Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume // Geochem. Geophys. Geosyst. G.3., 2001, v. 2, PN2000GC000139.

De Smet J.H. Evolution of the continental upper mantle: numerical modelling of thermo-chemical convection including partial melting // Geologica Ultraiectina. Univer. Utrecht., 1999, № 172, 137 p.

Green D. Mantle temperatures // <http://www.MantlePlume.org>. 2006.

- Farmer G.L.** Continental basaltic rocks // *Treatise on Geochemistry*, 2003, v. 3, p. 85—121.
- Farnetani C.G., Legas B., Tackley P.J.** Mixing and deformations in mantle plumes // *EPSL*, 2002, v. 196, p. 1—15.
- Fedorenko V., Czernianske G.** Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // *Inter. Geol. Rev.*, 1997, v. 39, p. 479—531.
- Ito G., van Keken P.** Hotspots and melting anomalies // *Treatise on Geophysics*, 2007, 97 p.
- Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the south-eastern Siberian Traps Large Igneous Province // *Terra Nova*, 2005, v. 17, № 3, p. 203—208.
- King S.D., Anderson D.L.** An alternative mechanism of flood basalt formation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 269—279.
- Large Igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism** / Eds. J.J. Mahoney, G.M.F. Coffin. *Amer. Geophys. Union Geophys. Mon.*, 1997, v. 100, 438 p.
- Mantovani M.S.M., Marques L.S., De Sousa M.A., Cevetta L., Atalla I., Innocenti F.** Trace element and strontium isotope constrains on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil) // *J. Petrol.*, 1985, v. 26, № 1, p. 187—209.
- McKenzie D.** The generation and compaction of partial molten rock // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 713—765.
- Naldrett A.J., Lighthfoot P.C., Fedorenko V.A., Doherty W., Gorbachev N.S.** Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region USSR // *Econom. Geol.*, 1992, v. 87, № 4, p. 975—1004.
- Niu Y., Batiza R.** An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamount) melting // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 21753—21777.
- Raddick M.J., Parmentier E.M., Scheirer D.S.** Buoyant decompression melting: a possible mechanism for intraplate volcanism // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, EVC 7-17-14.
- Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants** / Ed. T.J. Ahrens // *AGU Ref. Shelf 3*, Washington, 1995, 205 p.
- Saraev S.V., Buturina T.P., Klets A.G.** Permo-Triassic basalts of the trapean formation of West Siberia // *Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny*. Novosibirsk, IGM SB RAS, 2007, p. 63—65.
- Sharma M.** Siberian traps // *Large Igneous Provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism* Eds. J.J. Mahoney, M.F. Coffin. *Amer. Geophys. Union Geophys. Mon.*, 1997, v. 100, p. 273—295.
- Sheth H.C.** A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into pre-volcanic rifting, sedimentation, and early alkaline magmatism // *Earth Planet. Sci. Letter.*, 1999, v. 168, p. 19—26.
- Sheth H.** Deccan traps // <http://www.mantleplumes.org/Deccan.html/>, 2005.
- Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K., Peate D.W., Mantovani M.S.** Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 11503—11518.
- White R.S., McKenzie D.P.** Magmatism at rift zones: the generation of continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 7685—7729.
- White R.S., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 17543—17585.
- White W.M.** *Geochemistry*. London, Elsevier, 1997, 700 p.
- Wyllie P.J.** Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // *J. Geodynamics*, 1995, v. 20, p. 429—468.

*Поступила в редакцию
16 ноября 2007 г.*