

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ПОДЪЕМЕ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАНАЛА ИЗЛИЯНИЯ

А.А. Кирдяшкин, Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, И.Н. Гладков, Н.В. Сурков

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090 Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Представлено экспериментальное моделирование термохимических плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия. С учетом результатов модельных экспериментов проведено теоретическое моделирование подъема плюма и его выхода на поверхность. Лабораторное моделирование показало, что при постоянной температуре плавления массива диаметр плюма постоянный вплоть до его прорыва на поверхность. В том случае, когда поднимающийся плюм достигает „тугоплавкого“ слоя, имеющего более высокую температуру плавления, чем нижележащий, формируется грибовидная голова плюма.

Теоретически получены распределение давления в поднимающемся плюме и превышение давления в расплаве под кровлей плюма над литостатическим давлением. Найдена критическая высота массива над кровлей плюма, при которой образуются каналы, позволяющие магме из канала плюма изливаться на поверхность (каналы излияния). Результаты сопоставлены с геологическими данными о глубинах, с которых возможно излияние плюма на поверхность.

При определенном соотношении температуры плавления природного перидотита KLB-1 и температуры расплава у кровли плюма существует в верхней мантии между 400 и 650 км „тугоплавкий“ слой. Также показана возможность существования „тугоплавкого“ слоя в основании литосферы. Рассмотрена возможная структура мантийного плюма, когда при подъеме он достигает „тугоплавкого“ слоя.

Термохимический плюм, экспериментальное моделирование, распределение давления, касательное напряжение, критическая высота массива, канал излияния, „тугоплавкий“ слой.

HYDRODYNAMIC PROCESSES ASSOCIATED WITH PLUME RISE AND CONDITIONS FOR ERUPTION CONDUIT FORMATION

A.A. Kirdyashkin, N.L. Dobretsov, A.G. Kirdyashkin, I.N. Gladkov, and N.V. Surkov

We present results of laboratory modeling of thermochemical plumes rising from the core-mantle boundary. Laboratory modeling of plume rise based on the laboratory experiments shows that a plume keeps the same diameter till its eruption to the surface if the melting temperature of the ambient material remains invariable but develops a mushroom-shaped head if impinges on a high-melting layer.

Using theoretical modeling, we obtained pressure distribution in a rising plume and estimated an excess of pressure in the melt beneath the plume roof over the lithostatic pressure. The critical thickness of above-plume massif at which eruption conduit forms is compared with the available estimates from geological data.

A high-melting layer can occur in the upper mantle between 400 and 650 km at a certain relation between the melting curve of natural peridotite KLB-1 and melt temperature at the plume roof. The structure of a plume impinging on a high-melting layer is predicted in the reported model.

Thermochemical plume, laboratory modeling, pressure distribution, shear stress, critical thickness of above-plume massif, eruption conduit, high-melting layer

ВВЕДЕНИЕ

Процессы тепло- и массообмена на границе ядро—мантия во многом определяют работу термохимической машины Земли [1—4]. На ядро-мантийной границе формируются термохимические плюмы, контролирующие тектонику горячих полей в отличие от тектоники литосферных плит, управляемой мантийной конвекцией [3—7]. Термохимический плюм может образовываться на границе ядро—мантия благодаря тепловому потоку из внешнего ядра и локальному поступлению химической добавки, понижающей температуру плавления вблизи подошвы нижней мантии. В области теплового пограничного слоя при понижении температуры плавления ниже температуры границы ядро—мантия происходит плавление в нижней мантии и подъем (выплавление) плюма [7, 8].

Для тепловых плюмов основные параметры были оценены в теоретическом и лабораторном моделировании [3, 4]. Вопрос о термохимической природе мантийных плюмов обсуждался на 17 международной конференции по математической геофизике [5] и международном совещании по суперплюмам [6]. В работе [7] рассмотрены физико-химические условия на границе ядро—мантия, при которых формируется термохимический плюм и приведены возможные реакции с участием H_2 и CH_4 , в результате которых на границе ядро—мантия образуются соединения, понижающие температуру плавления нижней мантии. Кроме того, построена диаграмма состояния систем $Fe^x + SiO_2$ и $Fe^x + SiO_2 + H_2 + CH_4$ для условий

границы ядро—мантия и оценены вероятные составы и температуры эвтектик, создающихся в результате реакций на ядро-мантийной границе.

В статье [8] проанализирован тепло- и массообмен термохимического плюма, формирующегося на ядро-мантийной границе при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления нижней мантии. Время и скорость подъема плюма, а также его минимальный диаметр рассчитаны для физических свойств нижней мантии в том случае, когда тепло- и массообмен от стенок канала значительно слабее, чем тепло- и массообмен на подошве и кровле плюма. Показано, что химическая добавка уже в довольно малых концентрациях (1—3 %) понижает температуру плавления мантии, при этом процессы тепло- и массопереноса протекают в условиях тепловой конвекции, как и в тепловых плюмах [3, 7].

В работе [9] с учетом геологических и геофизических данных получены оценки расхода расплава, изливающегося на поверхность, и на основе величин расхода расплава — оценки тепловой мощности источников мантийных плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия. В указанной статье сделаны также оценки расхода расплава и мощности источника для Гавайского и Исландского плюмов — наиболее типичных примеров современных действующих плюмов. Задача о тепло- и массообмене термохимического плюма решена в [9] уже в полном виде, т. е. с учетом тепло- и массопереноса на границе расплав в канале плюма—окружающий массив. Для плюмов, имеющих мощность $N = (3,0—3,78) \cdot 10^8$ кВт и поднимающихся от границы ядро—мантия за время $t = 1—5$ млн лет, определены наиболее вероятные значения вязкости расплава в канале плюма, числа Льюиса и коэффициенты диффузии для химической добавки (в основном $H_2O + CO_2 + CH_4$), понижающей температуру плавления на границе ядро—мантия и способствующей плавлению в кровле плюма. Кроме того, оценены характерные перепады температуры для плюма, формирующегося на ядро-мантийной границе и рассчитаны оптимальные параметры (концентрации добавки, перепады температуры, мощность, время и скорость подъема) для диаметров источника плюма на границе ядро—мантия $d_s = 70$ и 100 км.

Итак, основные параметры плюма, поднимающегося от границы ядро—мантия, были рассчитаны при решении задачи о тепло- и массообмене термохимического плюма [7—9]. Однако не исследованы гидродинамические процессы, протекающие при подъеме термохимического плюма, и не определены условия формирования канала, через который происходит изливание плюма на дневную поверхность. В задачу настоящей работы входит выяснение распределения давления по высоте плюмового канала в поднимающемся термохимическом плюме, а также оценка процессов, происходящих при выплавлении плюма и определение увеличения объема расплава при подъеме плюма. Наконец, в задачу исследования входит выяснение условий формирования канала изливания, оценка максимального касательного напряжения на цилиндрической поверхности массива диаметром d_r над кровлей поднимающегося плюма и определение глубины, на которой достигается максимальное напряжение (предел прочности пород) и происходит образование канала изливания. Сначала мы приведем некоторые геологические данные о плюмах и результаты лабораторного моделирования термохимического плюма. Затем получим соотношения для давления и увеличения объема расплава в канале поднимающегося плюма. После этого представим закономерности для основных параметров, определяющих процесс формирования канала изливания, оценим эти параметры при изливании плюма на поверхность и рассмотрим влияние P - T -условий на форму и размеры кровли поднимающегося плюма.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

При рассмотрении задач, указанных в конце введения, необходимо принять во внимание геологические данные о плюмах и суперплюмах [2, 3, 10, 11 и др.]. По способу деятельности можно выделить, по крайней мере, два типа плюмов. Примером первого является Гавайский плюм, который непрерывно действует 72 млн лет. Над ним сформировалась Гавайско-Императорская цепь вулканических островов, фиксирующая относительное постоянство положения плюма и движение Тихоокеанской плиты с изменением направления ее движения около 40 млн лет назад [3, 12, 13]. Тепловая мощность плюма $3,02 \cdot 10^8$ кВт, ширина вулканического ареала 100 — 400 км, небольшие вариации этой величины отражают изменение интенсивности вулканизма и/или вращение плюма с отклонением от его вертикальной оси, соизмеримым с диаметром канала плюма, согласно данным лабораторного моделирования для тепловых плюмов, изложенным в работах [3, 4]. Значения такого же порядка имеет Исландский плюм: мощность $3,78 \cdot 10^8$ кВт, ширина вулканического ареала около 200 км [13]. К этому же типу относятся и многие другие плюмы в океане (Св. Елены, Тристан, Азоры, Буве в Атлантике; Марион, Реюньон в Индийском океане; Галапагос, Гавайи и др. в Тихом океане (см. обзоры [3, 10, 13 и др.])). В течение последнего миллиона лет наблюдались три пульсации состава и объема изливавшихся лав в Гавайском плюме [12], объемы лав изменяются от $0,05 \cdot 10^6$ до $0,1 \cdot 10^6$ км³ за 1 млн лет.

Ко второму типу принадлежат плюмы, давшие однократно или двукратно огромные объемы излившихся лав (до $20 \cdot 10^6$ км³) в течение 2—5 млн лет, включая щелочно-ультрасосновные комплексы [10, 11, 14]. Ярким примером являются сибирские траппы [3, 11, 15] и плато Онтонг Джава в Тихом океане [3, 15, 16], имеющие много сходного в составе базальтов и ассоциирующих пород [15], характеризующиеся наличием кроме вулканитов равного или преобладающего объема силлов и интрузий долеритов и расслоенных габбро [11, 15].

Сибирский трапповый магматизм начался и завершился интрузиями щелочно-ультрасосновных пород и излияниями высокомагнезиальных лав (меймечитов) и щелочных пород в Маймеча-Котуйском регионе [11, 14] около 253—255 и 251—249 млн лет назад. Диаметр Маймеча-Котуйского ареала примерно 200 км (как и над плюмами первого типа), хотя в данном случае преобладают интрузии. Площадь и объем вулканитов составляют только 20—30 % (без учета влияния эрозии) от общей площади ареала.

Вслед за этим эпизодом, возможно с перерывом примерно 2—3 млн лет, 251—249 млн лет назад произошли излияния пикритов и щелочных базальтов, появились интрузии дифференцированных габбро, сформировались лавовые и туфовые толщи на огромном пространстве Сибирской платформы и в фундаменте Западно-Сибирской плиты. Их разновозрастность подтверждается палеомагнитными и изотопными данными [3, 11, 15]. Этот этап излияния сибирских траппов — этап „пестрого“ или рифтового вулканизма. Возможно, Маймеча-Котуйский ареал фиксировал самостоятельный плюм, и всего таких плюмов было четыре (включая Баренцево море) [3, 11]. В таком случае ареал увеличился примерно в 5 раз. На заключительном этапе произошло извержение однообразных платобазальтов толеитового ряда примерно в том же ареале, но большей мощности (этап покровных базальтов). На Сибирской платформе мощность покровных базальтов в 2 раза больше, что соответствует также объему толеитов (66 %) в выборках из разных регионов на Сибирской платформе [15]. Излияния покровных базальтов на Сибирской платформе продолжались около 1 млн лет или меньше: в сумме второй и третий этапы заняли 2 млн лет (249—251 млн лет). На Западно-Сибирской плите и Таймыре они продолжались до 240 млн лет, в Карском и Баренцевом морях, возможно, до 230 млн лет. До 230 млн лет продолжался и щелочно-гранитоидный магматизм в обрамлении Сибирской платформы с севера (на Таймыре) и с юга (в Алтае-Саянской области и в Забайкалье, где гранитоиды ассоциируют со щелочными базальтами или бимодальными сериями) [11].

Двухэтапный вулканизм характерен и для многих других платобазальтовых ареалов [16, 17], в частности, для Эмейшаньского ареала в Юго-Восточном Китае (255—257 и 253—250 млн лет) [11, 18], разновозрастного с сибирскими траппами и предшествующими интрузиями. Двухэтапный вулканизм сибирских и эмейшаньских траппов можно рассматривать как проявление гигантского плюмового магматизма, который, во-первых, более не возобновился, во-вторых, вызвал (или способствовал) тектоническую реконструкцию, охватившую всю Землю, и, в-третьих, — крупнейшую биотическую перестройку или катастрофу [18].

Двухэтапность характерна и для океанических ареалов платобазальтов. Для плато Онтонг Джава и прилегающего бассейна Науру это $123 \pm 1,5$ и $92 \pm 2,0$ млн лет. Мантийный плюм Кергулен в Индийском океане дал плато Кергулен, один из крупнейших платобазальтовых ареалов объемом $(10—12) \cdot 10^6$ км³, Раджмахал в Индии (возраст обоих $117 \pm 2,0$ млн лет) и плато Брокен-Ридж в южной части Индийского океана (возраст $92 \pm 2,5$ млн лет). Плюм Буве дал базальты Карру ($184 \pm 0,6$ млн лет), Реюньон — траппы Декана ($66,5 \pm 4$ млн лет), Тристан — базальты Рио-Гранде и Парана (88 ± 1 млн лет), причем эти три плюма продолжают действовать до сих пор. Двухэтапный вулканизм, давший обширные вулканические плато, может быть связан с подходом к подошве литосферы крупной головы плюма [17, 19].

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Было проведено моделирование выплавления термохимического и теплового мантийных плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия. Кратко опишем модельные эксперименты и приведем результаты, важные для дальнейшего изложения. Экспериментальная установка, на которой моделировались условия формирования плюма на ядро-мантийной границе, представляет собой стеклянный сосуд (1) диаметром 245 мм и высотой 250 мм (рис. 1). В сосуд на подставке (2) высотой 95 мм помещается цилиндр (3) из кварцевого стекла внутренним диаметром 93 мм и высотой 200 мм или стеклянный цилиндр диаметром 128 мм и высотой 120 мм. Цилиндр заполнялся расплавленным парафином, который затем затвердевал (4). Стеклянный сосуд до нужной высоты относительно верхнего уровня затвердевшего парафина заполнялся термостатированной водой (5), температура которой в различных экспериментах составляла 40—47 °С. Уровень воды в сосуде поддерживался на заданной постоянной высоте насосом термостата. Таким образом, создавались условия, когда твердый цилиндрический парафиновый массив контактирует нижней границей с жидкостью и высота столба воды создает постоянное давление у подошвы плюма. Тем самым моделировались соответствующие условия для плюма на границе высоковязкой нижней мантии и низковязкого внешнего ядра. Цилиндрический электронагреватель (6)

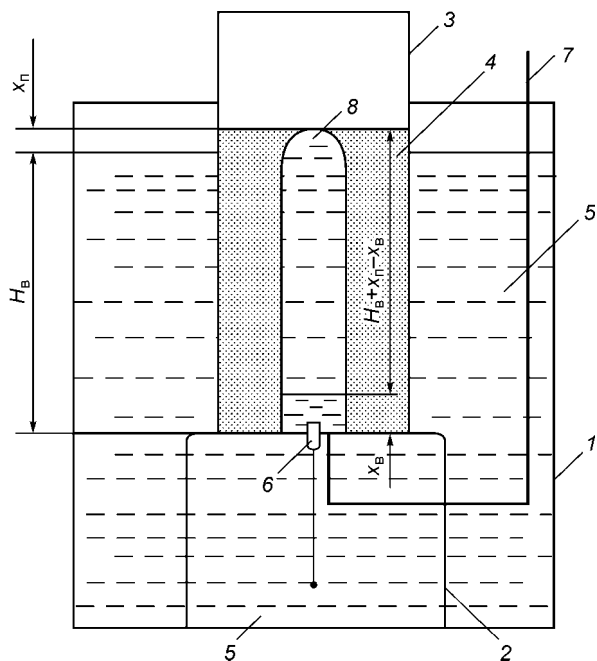


Рис. 1. Схема экспериментальной установки для моделирования термохимического плюма.

1 — стеклянный сосуд; 2 — подставка из оргстекла; 3 — прозрачный цилиндр из кварцевого стекла; 4 — твердый парафин; 5 — вода; 6 — электрический нагреватель; 7 — зонд для введения гексадекана; 8 — плюм. На схеме показан случай, когда произошло изливание парафинового расплава вследствие внедрения воды в канал плюма на высоту $x_в$.

диаметром 6 мм контактировал верхним концом с парафином в области около стенки цилиндра, заполненного парафином. Нагреватель (тепловой источник) (6) моделировал тепловой пограничный слой в нижней мантии на границе ядро—мантия. Через стеклянные стенки сосудов периодически производилась видеосъемка процесса выплавления плюма в парафине. Кратко опишем процесс подъема плюма в парафиновом массиве, снятый с использованием видеокамеры.

Эксперименты проводились следующим образом. Задавалась такая мощность нагревателя (6), для которой при его введении на высоту ~10 мм в парафин, имеющий температуру плавления 52 °С, не возникал канал плавления. Термохимический плюм создавался только при введении гексадекана вблизи нагревателя с помощью зонда (7). На выходе зонд представлял собой капилляр, позволяющий подавать малые расходы гексадекана. Введение в парафин гексадекана, имеющего температуру плавления 18,8 °С, через зонд (7), вызывало понижение температуры плавления парафина, и происходил процесс плавления и подъема термохимического плюма (8). Измерялась температура на границе расплав—твердый парафин на кровле плюма. Температура на кровле плюма составляла 47—50 °С, т. е. была ниже температуры плавления парафина.

При выплавлении объем расплавленного парафина увеличивается из-за фазового перехода и повышения температуры расплава относительно более холодного твердого парафина, т. е. объем расплава становится больше объема твердого парафина. Поэтому избыточный объем расплава вытекает у подошвы поднимающегося плюма и скапливается на границе вода—твердый парафин, моделирующей границу ядро—мантия, что наблюдается в экспериментах при видеосъемке. В случае термохимического плюма температура плавления парафина с добавкой гексадекана ниже температуры окружающей воды, поэтому избыточный расплав, находящийся у границы парафин—вода (на подошве плюма), не кристаллизуется.

Когда кровля плюма достигает верхней границы парафинового массива, происходит изливание расплавленного парафина из канала плюма. Процесс изливания для модельных термохимического и теплового плюмов происходит по-разному.

Изливание **термохимического плюма**, создающегося при введении гексадекана в парафин, происходит в две стадии. Сначала при вскрытии плюма изливается расплав, скопившийся вблизи подошвы парафинового цилиндрического массива. После этого от подошвы плюма (границы парафин—вода) в его канал поднимается вода и выдавливает вверх объем расплава, равный объему воды, поднявшейся в канал. Высота подъема воды в канале ($x_в$) определяется из условия, когда давление столба воды высотой $H_в$ на подошве плюма $\rho_в g H_в$ станет равным сумме давления столба расплавленного парафина $\rho_п g H_п$ высотой $H_п = H_в + x_п - x_в$ и давления столба поднявшейся в канал воды $\rho_в g x_в$ (см. рис. 1):

$\rho_в g H_в = \rho_п g (H_в + x_п - x_в) + \rho_в g x_в$. Из этого условия следует соотношение

$$x_в = H_в - (x_п \rho_п / (\rho_п - \rho_в)), \quad (1)$$

где $x_п$ — превышение уровня парафина над уровнем воды, находящейся в сосуде (1) (см. рис. 1), $\rho_в$ — плотность воды, $\rho_п$ — плотность расплава.

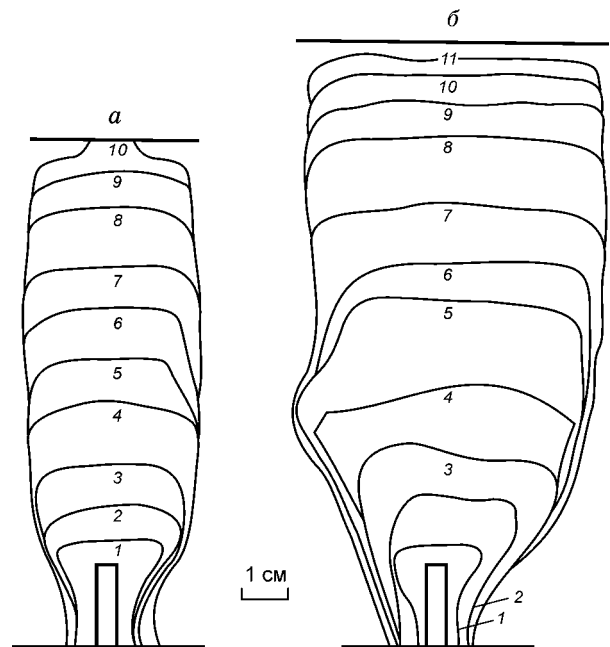
Для **теплового плюма**, формирующегося при плавлении чистого парафина, избыточный объем расплавленного парафина скапливается в окрестности подошвы плюма и затвердевает, так как температура плавления парафина ниже температуры окружающей термостатированной воды. Постепенно весь нагреватель окружается „панцирем“ из затвердевшего парафина и нагреватель, и расплав парафина изолируются от окружающей воды. При выходе кровли теплового плюма на поверхность парафинового массива („дневную поверхность“) происходит изливание расплава, равного по объему увеличению объема

Рис. 2. Изменение во времени формы термохимического плюма, созданного введением гексадекана, понижающего температуру плавления парафина.

a — в отсутствие воздуха у кровли плюма: температура окружающей воды $T_{\text{в}} = 45^\circ\text{C}$, мощность теплового источника $W = 8\text{ Вт}$.

Положение границы канала плюма в различные моменты времени (t , мин): 1 — 10, 2 — 15, 3 — 20, 4 — 35, 5 — 45, 6 — 56, 7 — 72, 8 — 97, 9 — 107, 10 — 117.

б — при наличии воздуха у кровли плюма: $T_{\text{в}} = 46^\circ\text{C}$, $W = 12\text{ Вт}$ (t , мин): 1 — 10, 2 — 30, 3 — 45, 4 — 65, 5 — 80, 6 — 95, 7 — 110, 8 — 125, 9 — 140, 10 — 150, 11 — 160.



парафина за счет повышения температуры расплава относительно твердого парафина и вследствие фазового перехода. Только после механического разрушения парафиновой оболочки вокруг нагревателя и подошвы плюма происходит подъем воды в канале до высоты $x_{\text{в}}$, при которой устанавливается вышеуказанное гидростатическое равновесие. При подъеме воды в канале на поверхности изливается объем парафинового расплава, равный объему воды, вошедшей в канал.

В течение эксперимента у кровли плюма скапливался воздух, поступавший из расплавленного парафина и от поверхности нагревателя, находящейся в воде. Для того, чтобы воздух не накапливался у кровли плюма, его периодически откачивали от кровли с помощью зонда, введенного снизу в плюмовый канал. Экспериментальное моделирование подъема термохимических (и тепловых) плюмов показывает, что в отсутствие воздушного пузыря на кровле плюма, диаметр канала плюма остается постоянным вплоть до его выхода на поверхность (рис. 2, *a*). Когда воздух не откачивали, т. е. при наличии воздушного пузыря на кровле термохимического плюма, диаметр плюма возрастал по сравнению со случаем, когда воздух на кровле отсутствует, но мало менялся по высоте плюма (см. рис. 2, *б*). Такое же явление наблюдается при выплавлении теплового плюма.

Было проведено моделирование поведения теплового плюма, когда он достигает границы раздела, выше которой нет плавления. Её моделью была граница парафин—воздух или парафин—металлическая пластина. При достижении границы раздела плавление происходит вдоль этой границы и формируется грибообразная голова плюма, как показано на рис. 3.

Промоделировано поведение теплового плюма в двухслойной системе, когда он достигает слоя, температура плавления которого выше, чем температура расплава в канале плюма в нижнем слое. Эксперименты сделаны в двухслойной системе октадекан—парафин (нижний слой — октадекан, верхний — парафин). Температура плавления октадекана составляет $28,2^\circ\text{C}$, это на $23,8^\circ\text{C}$ меньше температуры плавления парафина. Когда кровля плюма, выплав-

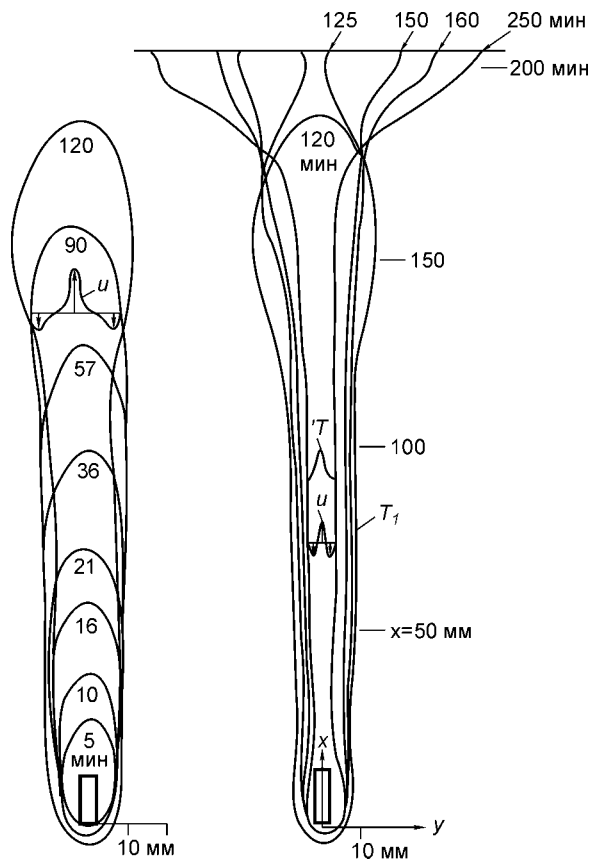


Рис. 3. Изменение формы теплового плюма над локальным источником тепла во времени при плавлении в объеме парафина.

Мощность теплового источника $W = 9\text{ Вт}$, диаметр контейнера 200 мм, температура стенок 22°C . Показаны профили скорости (u) и температуры (T) в канале плюма. Когда плюм достигает верхней границы, моделирующей подошву слоя с более высокой температурой плавления, ниже этой границы образуется воронка.

ляющегося в октадекане, достигает парафинового слоя, то он не плавится и происходит плавление в октадекане в верхней части плюма на его боковой поверхности. У границы раздела слоев плюм приобретает грибообразную форму: диаметр головы плюма больше диаметра ножки — плюмового канала. Вид канала плюма и образование грибообразной головы плюма соответствуют рис. 3.

3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В ПОДНИМАЮЩЕМСЯ ПЛУМЕ

Рассмотрим распределение давления по высоте канала термохимического плюма, поднимающегося от границы ядро—мантия. Схема подъема плюма представлена на рис. 4. Давление на границе ядро—мантия равно литостатическому: $P_{\text{л}} = \rho_0 g H$, где g — гравитационное ускорение, H — максимальная высота подъема плюма от границы ядро—мантия. Для упрощения рассматриваем плотность окружающего твердого массива ρ_0 , усредненную по его высоте H : $\rho_0 = (1/H) \int_0^H \rho(x) dx$.

Процессы тепло- и массообмена в канале плюма происходят в условиях термогравитационной конвекции. Плотность расплава в канале плюма меньше, чем плотность окружающего массива, поскольку температура расплава выше температуры массива. Плотность расплава должна также уменьшаться вследствие изменения состава и физико-химических превращений при поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления в канале плюма, и ухода „тяжелой части“ в ядро. Мы будем рассматривать случай, когда плотность изменяется только вследствие изменения температуры, так как влияние других вышеперечисленных факторов учесть очень трудно. Для учета этих факторов необходимо знать зависимость физико-химических параметров мантийного вещества от P - T -условий при больших давлениях. К тому же здесь требуется решение совместной задачи о тепло- и массообмене плюма с учетом седиментации „тяжелой части“. Средняя плотность расплава по высоте H вследствие теплового расширения:

$$\rho_p = \rho_0 [1 - \beta(T_p - T_0)], \quad (2)$$

где β — коэффициент теплового расширения расплава, T_p — температура расплава, T_0 — температура окружающего массива.

Давление на подошве плюма, равное литостатическому давлению на границе ядро—мантия, $P_{\text{л}} = \rho_0 g H$ можно представить в виде следующей суммы давлений:

$$\rho_0 g H = \rho_p g x_1 + \rho_0 g (H - x_1) + \Delta P, \quad (3)$$

где $\rho_p g x_1$ — давление столба расплава высотой x_1 , $\rho_0 g (H - x_1)$ — давление твердого массива высотой $H - x_1$, перепад давления ΔP появляется вследствие того, что давление на подошве плюма, создаваемое расплавом высотой x_1 (см. рис. 4), меньше давления твердого массива такой же высоты x_1 (так как $\rho_p < \rho_0$). Из соотношения (3) следует, что $\Delta P = g x_1 (\rho_0 - \rho_p)$, откуда, с учетом равенства (2),

$$\Delta P = \rho_0 g x_1 \beta (T_p - T_0). \quad (4)$$

Давление в канале плюма в сечении x :

$$P_x = \rho_0 g (H - x_1) + \rho_p g (x_1 - x) + \Delta P. \quad (5)$$

С учетом выражения (2) для ρ_p и (4) для ΔP из соотношения (5) получаем

$$P_x = \rho_0 g (H - x) + \rho_0 g x \beta (T_p - T_0). \quad (6)$$

Из этого соотношения находим давление P_{x_1} в расплаве у кровли плюма (при $x = x_1$):

$$P_{x_1} = \rho_0 g (H - x_1) + \rho_0 g x_1 \beta (T_p - T_0), \quad (7)$$

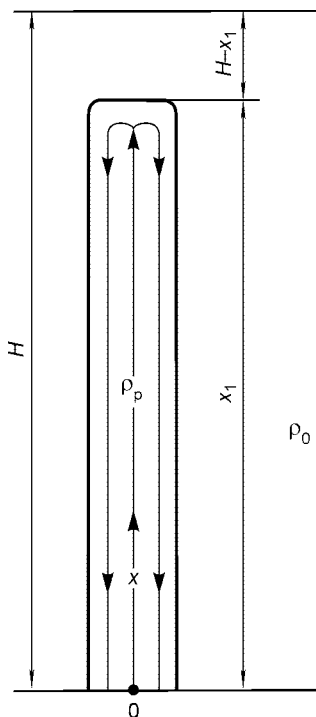


Рис. 4. Схема подъема мантийного плюма.

т. е. давление в расплаве под кровлей плюма при равенстве диаметров плюмового канала и кровли (см. рис. 4) превышает литостатическое давление столба пород над кровлей на величину ΔP , определяемую соотношением (4).

Рассмотрим перепад температуры $T_p - T_0$. Для термохимического плюма с законом изменения температуры плавления: $T_{пк} = T_{пс} - kc_2$, температуру расплава T_p , согласно [8], можно оценить из соотношения $T_p \approx T_1 - kc_2/2$ (T_1 — температура подошвы плюма, $T_{пк}$ — температура плавления массива при наличии химической добавки, $T_{пс}$ — температура плавления „сухого“ массива (без химической добавки), коэффициент k [°C/%] задает снижение температуры плавления за счет добавки, c_2 — концентрация добавки на границе расплав—окружающий массив). В этом случае

$$T_p - T_0 = T_1 - T_0 - kc_2/2. \quad (8)$$

Оценим разность температур $(T_p - T_0)_{нм}$ для нижней мантии. В работе [3] показано, что разность температур $T_1 - T_0 = 0,5\Delta T_{нм}$, где $\Delta T_{нм}$ — сверхадиабатический перепад температуры между кровлей и подошвой нижней мантии. Для нижней мантии $\Delta T_{нм} = 650—900$ °C [3]. В работе [8] получено, что в первом приближении $k = 35$ °C/% и $c_2 = 1,4$ %. В этом случае из соотношения (8) получаем $T_p - T_0 = 300—425$ °C.

Для астеносферного слоя с кинематической вязкостью $\nu = 3 \cdot 10^{14}$ м²/с сверхадиабатический перепад температуры между температурой на оси хребта и на подошве астеносферы составляет $\Delta T_{вм} = 340—380$ °C. Эти значения получены нами по результатам экспериментального и теоретического моделирования гидродинамики и теплообмена в астеносферном слое под океанической литосферой. Из соотношения (8) находим $(T_p - T_0)_{вм} = 145—165$ °C.

Средний перепад температуры $T_p - T_0$ по всей толщине мантии определяем из соотношения $T_p - T_0 = (T_p - T_0)_{нм} \frac{H_{нм}}{H} + (T_p - T_0)_{вм} \frac{H_{вм}}{H}$, где $H_{нм}$ и $H_{вм}$ — толщина нижней мантии и астеносферы соответственно, H — толщина мантии. Из этого соотношения получаем $T_p - T_0 = 265—365$ °C. Принимаем $x_1 \approx H = 2,8 \cdot 10^6$ м (вблизи подошвы литосферы), $g = 10$ м/с², $\rho_0 = 4500$ кг/м³, $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ °C⁻¹. Тогда, используя соотношение (4), получаем значение превышения литостатического давления у кровли плюма $\Delta P = 10^9—1,38 \cdot 10^9$ Н/м² или $\Delta P = 10—13,8$ кбар.

4. УВЕЛИЧЕНИЕ ОБЪЕМА РАСПЛАВА ПРИ ПОДЪЕМЕ ПЛУМА

Увеличение объема расплава в канале плюма ΔV , происходящее за счет теплового расширения, определяется соотношением

$$\Delta V = V_0 \beta (T_p - T_0), \quad (9)$$

где $V_0 = (\pi d_1^2/4)x_1$ — объем твердого массива, расплавленного затем до уровня $x = x_1$ (см. рис. 4), d_1 — средний диаметр канала плюма, который, как показывает лабораторное моделирование [4], практически равен диаметру подошвы плюма d_s , когда над кровлей плюма нет слоя, температура плавления которого выше температуры расплава в канале плюма.

Если предположить недеформируемость границы расплав—окружающий массив на большой глубине, то избыточный объем расплава ΔV , определяемый соотношением (9), в соответствии с представленными выше данными лабораторного моделирования (см. раздел 2) будет выдавливаться (и, следовательно, изливаться) из канала плюма во внешнее ядро и накапливаться там в окрестности подошвы плюма, так как плотность расплава много меньше плотности вещества внешнего ядра $\rho_p \ll \rho_{вж}$. Объем расплава в канале, изливающегося во внешнее ядро, можно представить как объем столба расплава диаметром $d_1 \approx d_s$ и высотой Δx : $\Delta V = (\pi d_1^2/4) \Delta x$. Подставляем это выражение для ΔV в соотношение (9), и тогда, учитывая выражение $V_0 = (\pi d_1^2/4)x_1$, получаем высоту цилиндрического объема расплава:

$$\Delta x = x_1 \beta (T_p - T_0). \quad (10)$$

Например, для $x_1 \approx H = 2,9 \cdot 10^6$ м, $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ °C⁻¹ и $T_p - T_0 = 260—360$ °C, высота $\Delta x = 21,8—30,2$ км. По мере подъема плюма будет увеличиваться избыточный объем расплава в его канале (ΔV) и, следовательно, объем расплава во внешнем ядре вблизи подошвы плюма, который впоследствии может подниматься к поверхности при выходе плюма на поверхность.

5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАНАЛА ИЗЛИЯНИЯ

На рис. 5 представлена схема плюма при его подъеме к дневной поверхности. Давление в расплаве под кровлей плюма при равных диаметрах канала d_1 и кровли d_r ($d_1 = d_r$, см. рис. 5,а) превышает литостатическое давление пород над кровлей плюма на величину ΔP , определяемую соотношением (4). Сила давления на кровлю плюма $\Delta P (\pi d_1^2/4)$ вызывает перемещение вышележащих слоев. Реология слоя над кровлей плюма сложная: нижняя (литосферная) часть слоя может быть представлена как вязкая среда, верхний коровый слой — как вязкоупругая или упругая среда. Если толщина слоя, лежащего непосредственно над кровлей, много больше толщины корового слоя, то движение над кровлей поднимающегося плюма может быть представлено как движение в вязкой жидкости перед движущейся кровлей [20]. В первом приближении движение в массиве над кровлей поднимающегося плюма диаметром d_r можно рассматривать как вязкое течение в цилиндрическом канале диаметром d_r и высотой $H - x_1$ (см. рис. 5, обозначен штриховыми линиями).

Схема подъема плюма для случая, когда $d_r > d_1$, представлена на рис. 5,б. Если объем головы плюма меньше объема всего канала плюма, давление на кровлю

$$\Delta P_r = \Delta P (d_1/d_r)^2. \quad (11)$$

Скорость течения вязкой жидкости в цилиндрическом канале радиусом $R = d_r/2$ и высотой $H - x_1$ (течение Пуазейля) определяется из соотношения, приведенного в монографии [20],

$$u(r) = \Delta P_r (R^2 - r^2) / 4\eta (H - x_1), \quad (12)$$

где η — динамическая вязкость, r меняется от 0 до R .

Подставляя в соотношение (12) величину ΔP_r , определяемую выражением (11), и учитывая соотношение (4), получаем:

$$u(r) = \frac{\rho_0 \beta g x_1 (T_p - T_0) (R^2 - r^2) d_1^2}{4\eta (H - x_1) d_r^2}. \quad (13)$$

Из соотношения (13) можно определить скорость подъема цилиндрического массива, находящегося над кровлей плюма. Наибольшая скорость подъема $u = u_{\max}$ — в осевой части массива над кровлей плюма при $r = 0$:

$$u_{\max} = \frac{\rho_0 \beta g x_1 (T_p - T_0) d_1^2}{16\eta (H - x_1)}. \quad (14)$$

При $r = R$, скорость движения над кровлей плюма $u = 0$.

Принимая значения параметров $\rho_0 = 4500 \text{ кг/м}^3$, $\beta = 3 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $g = 10 \text{ м/с}^2$, $H = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$, $T_p - T_0 = 350 \text{ }^\circ\text{C}$, $d_1 = 10^5 \text{ м}$, $\eta = 10^{23} \text{ Н}\cdot\text{с/м}^2$ и высоту массива над кровлей плюма $H - x_1 = 8 \cdot 10^4$, $4 \cdot 10^4$ и $2 \cdot 10^4 \text{ м}$, получаем скорость подъема массива $u_{\max} = 3,2 \cdot 10^{-3}$, $6,5 \cdot 10^{-3}$ и $1 \cdot 10^{-2} \text{ м/год}$ соответственно. Скорость подъема термохимического плюма диаметром 100 км от границы ядро—мантия, полученная с

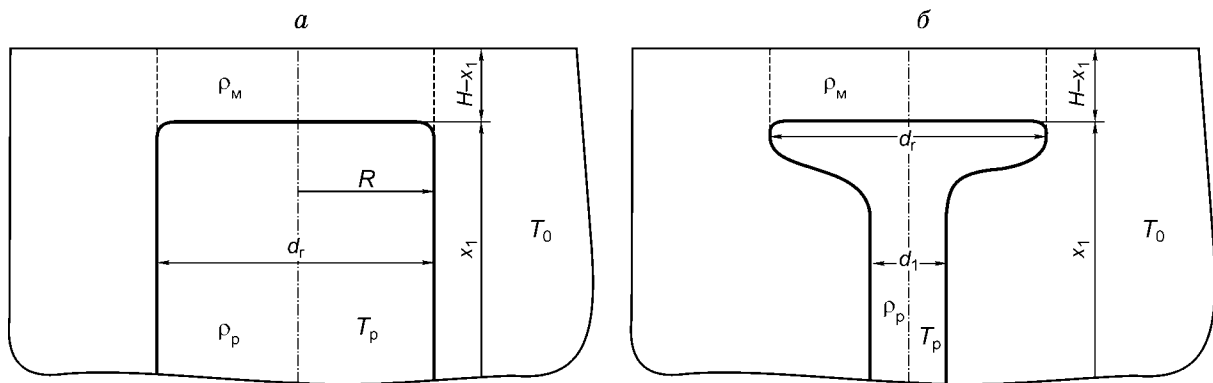


Рис. 5. Кровля плюма диаметром d_r и цилиндрический массив над ней при подходе плюма к дневной поверхности.

а — диаметры кровли и канала плюма равны ($d_r/d_1 = 1$); *б* — диаметр кровли плюма больше диаметра канала ($d_r/d_1 > 1$).

учетом тепло- и массообмена от боковой поверхности плюма, может составлять 0,6 м/год [9], т. е. примерно на 2 порядка выше скорости подъема массива над кровлей плюма.

Касательное напряжение представляется как $\tau = -\eta(du(r)/dr)$ и из соотношения (13) получается линейное распределение касательного напряжения от r :

$$\tau = \frac{\rho_0 \beta g x_1 (T_p - T_0) 2rd_1^2}{4(H - x_1) d_r^2}. \quad (15)$$

Как видно из соотношения (15), наибольшее касательное напряжение достигается при $r = R$ ($R = d_r/2$) и равно нулю на оси цилиндрического массива (при $r = 0$). Касательное напряжение при $r = d_r/2$ в массиве над кровлей плюма возрастает с уменьшением высоты массива ($H - x_1$). Наконец, при высоте массива $x_{2\text{кр}} = (H - x_1)_{\text{кр}}$ касательное напряжение на его цилиндрической поверхности достигает критического значения (предела прочности) $\tau_{\text{кр}}$, поэтому в окрестности цилиндрической поверхности $r = d_r/2$ наиболее вероятно разрушение пород массива и формирование одного кольцевого или нескольких цилиндрических каналов излияния. Из формулы (15) найдем отношение $x_{2\text{кр}}/d_r$, полагая $\tau = \tau_{\text{кр}}$ и $r = R$:

$$\frac{x_{2\text{кр}}}{d_r} = \frac{\rho_0 \beta g x_1 (T_p - T_0) d_1^2}{4\tau_{\text{кр}} d_r^2}. \quad (16)$$

В соотношении (16) можно принять $x_1 \approx H$, тогда

$$\frac{x_{2\text{кр}}}{d_r} = \frac{\rho_0 \beta g H (T_p - T_0) d_1^2}{4\tau_{\text{кр}} d_r^2}. \quad (17)$$

Для плюма, поднимающегося от границы ядро—мантия ($H = 2,9 \cdot 10^6$ м) и для $d_1/d_r = 1$, принимаем значения $\rho_0 = 4500$ кг/м³, $\beta = 3 \cdot 10^{-5}$ °C⁻¹, $g = 10$ м/с² и $T_p - T_0 = 350$ °C, тогда для $\tau_{\text{кр}}$, равного $2 \cdot 10^8$, $3 \cdot 10^8$, $4 \cdot 10^8$, $5 \cdot 10^8$ Н/м² и 10^9 Н/м² (10^8 Н/м² = 1 кбар), величина $x_{2\text{кр}}/d_r$ соответственно равна 1,68, 1,12, 0,84, 0,67 и 0,34. Для плюма, поднимающегося от границы 670 км ($H = 6,7 \cdot 10^5$ м), берем $\rho_0 = 3600$ кг/м³, те же значения β , g и $T_p - T_0$ и $\tau_{\text{кр}}$, равное $2 \cdot 10^8$, $3 \cdot 10^8$, $4 \cdot 10^8$ и $5 \cdot 10^8$ Н/м², тогда отношение $x_{2\text{кр}}/d_r$ составляет соответственно 0,31, 0,21, 0,16 и 0,12.

Среди магматических пород данные по сопротивлению сдвигу известны для пироксенита и, кроме того, есть результаты для различных минералов, в частности, для анортита и кварца [21, 22]. Согласно данным, приведенным в [21, 22], максимальное напряжение сдвига, при котором наступает разрушение пироксенита при всестороннем сжатии, равном 10^9 Н/м², $2 \cdot 10^9$, $3 \cdot 10^9$, $4 \cdot 10^9$ и $5 \cdot 10^9$ Н/м², составляет соответственно $2,8 \cdot 10^8$, $6,4 \cdot 10^8$, $9 \cdot 10^8$, $12 \cdot 10^8$ и $14 \cdot 10^8$ Н/м². Подобная зависимость $\tau_{\text{кр}}$ от давления наблюдается и для анортита. Однако, используя такие оценки, следует учитывать, что „прочность пород при этих непродолжительных испытаниях при высоком давлении и комнатной температуре, в отсутствие растворов, по-видимому, выражается большей величиной, чем прочность, определенная из наблюдений деформаций земной коры...“ [21, с. 120]. Так, при повышении температуры прочность понижается, поэтому представленные в [21, 22] значения прочности завышены по сравнению с реальными.

Исходя из данных [21], по сопротивлению сдвигу для различных веществ, максимальное напряжение сдвига можно представить в виде линейной зависимости от литостатического давления $P_{\text{л}}$: $\tau_{\text{кр}} = \delta_1 + \delta_2 P_{\text{л}}$, где δ_1 и δ_2 — постоянные для данного вещества. Распределение литостатического давления в массиве над кровлей плюма $P_{\text{л}}(x) = \rho_{\text{м}} g (H - x)$, где высота $H - x$ изменяется от 0 при $x = H$ до $x_2 = H - x_1$ при $x = x_1$ и $\rho_{\text{м}}$ — средняя плотность по высоте массива над кровлей плюма. В этом случае

$$\tau_{\text{кр}} = \delta_1 + \delta_2 \rho_{\text{м}} g (H - x). \quad (18)$$

Как указано выше, предел прочности при сопротивлении сдвигу на цилиндрической поверхности массива при $r = d_r/2$ достигается при высоте массива $x_{2\text{кр}} = (H - x_1)_{\text{кр}}$. Находим предел прочности, усред-

ненный по высоте массива, $\bar{\tau}_{\text{кр}} = (1/x_{2\text{кр}}) \int_0^{x_{2\text{кр}}} \tau_{\text{кр}} dx$, откуда, учитывая (18), получаем:

$$\bar{\tau}_{\text{кр}} = \delta_1 + \frac{\delta_2}{2} \rho_{\text{м}} g x_{2\text{кр}}. \quad (19)$$

Обозначая в уравнении (17) $\tau_{кр}$ как $\overline{\tau_{кр}}$ и решая совместно уравнения (17) и (19), находим среднее значение предела прочности пород на цилиндрической поверхности массива над кровлей плюма (при $r = d_r/2$):

$$\overline{\tau_{кр}} = 0,5\delta_1 + 0,5[\delta_1^2 + 0,5\delta_2\beta\rho_m\rho_0g^2H(T_p - T_0)(d_1^2/d_r)]^{1/2} \quad (20)$$

и критическую высоту массива,

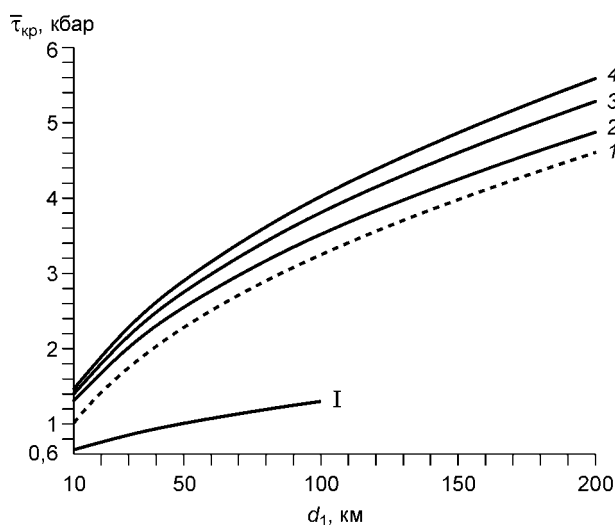
$$x_{2\text{ кр}} = \frac{-\delta_1 + [\delta_1^2 + 0,5\delta_2\beta\rho_m\rho_0g^2H(T_p - T_0)(d_1^2/d_r)]^{1/2}}{\delta_2\rho_m g} \quad (21)$$

Коэффициенты δ_1 и δ_2 определяются по экспериментальным данным и, например, для пироксенита $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, и для довольно большого набора минералов $\delta_2 = 0,28\text{—}0,3$ [21, 22].

6. ПРЕДЕЛ ПРОЧНОСТИ И КРИТИЧЕСКАЯ ВЫСОТА МАССИВА НАД КРОВЛЕЙ ПЛЮМА ПРИ ЕГО ВЫХОДЕ НА ПОВЕРХНОСТЬ

Для плюмов, поднимающихся от границы ядро—мантия и от границы верхней и нижней мантии, с использованием соотношения (20) рассчитан предел прочности $\overline{\tau_{кр}}$ и по соотношению (21) определена критическая высота массива над кровлей плюма $x_{2\text{ кр}}$. В случае плюма, поднимающегося на поверхность от ядро-мантийной границы, максимальная высота подъема $H = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$, средняя плотность окружающего массива $\rho_0 = 4500 \text{ кг/м}^3$, средняя плотность массива над кровлей плюма $\rho_m = 3000 \text{ кг/м}^3$. Кроме того, коэффициент δ_1 в вариантах расчетов принимается равным 0 и $0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$ (т. е. 0 и 0,5 кбар). Перепад температуры $\Delta T = T_p - T_0$ полагаем равным 270, 320 и 360 °С в соответствии с оценкой среднего перепада температуры по толщине мантии, сделанной в разделе 3. Минимальный диаметр источника термохимического мантийного плюма, при котором плюм еще выходит на поверхность, может составлять 6—12 км [7, 8], поэтому принимаем минимальный возможный диаметр канала плюма $d_1 = 10 \text{ км}$ и рассматриваем интервал $d_1 = 10\text{—}200 \text{ км}$. Для плюма, поднимающегося от границы 670 км, берем $\rho_0 = 3600 \text{ кг/м}^3$, $\rho_m = 2850 \text{ кг/м}^3$, $\beta = 3 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, коэффициент δ_1 полагаем равным $0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$. Перепад температуры $\Delta T = T_p - T_0$ в этом случае принимается равным 150 °С (см. раздел 3). Диаметр канала плюма d_1 лежит в интервале от 10 до 100 км.

Критическое касательное напряжение на цилиндрической поверхности массива над кровлей плюма в зависимости от диаметра канала плюма представлено на рис. 6. Рассматривается случай, когда диаметры кровли d_r и канала d_1 при выходе плюма на поверхность равны ($d_r/d_1 = 1$). Как следует из рис. 6 (см. кривые 2—4), предел прочности $\overline{\tau_{кр}}$ возрастает с увеличением перепада температуры $\Delta T = T_p - T_0$ при постоянном значении δ_1 . Кроме того, напряжение $\overline{\tau_{кр}}$ возрастает с увеличением коэффициента c_1 для фиксированного ΔT (см. рис. 6, кривые 1, 2). Видим, что для плюма, поднимающегося от границы ядро—мантия (см. кривые 1—4), и плюма, поднимающегося от границы 670 км (кривая I), области



изменения величины $\overline{\tau_{кр}}$ четко различаются, и значения $\overline{\tau_{кр}}$ для плюмов, поднимающихся от границы 2900 км, в 2—3 раза больше, чем для плюмов, образующихся на границе верхней и нижней мантии.

Критическая высота массива над кровлей плюма $x_{2\text{ кр}}$, при которой достигается предел прочности

Рис. 6. Касательное напряжение $\overline{\tau_{кр}}$ на цилиндрической поверхности массива над кровлей плюма.

Кривые 1—4 — для плюма, поднимающегося от границы 2900 км (высота подъема $H = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$): 1 — $\delta_1 = 0$, $\Delta T = T_p - T_0 = 270 \text{ }^\circ\text{C}$; 2 — $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, $\Delta T = 270 \text{ }^\circ\text{C}$; 3 — $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, $\Delta T = 320 \text{ }^\circ\text{C}$; 4 — $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, $\Delta T = 360 \text{ }^\circ\text{C}$. Кривая I — для плюма, поднимающегося от границы 670 км ($H = 6,7 \cdot 10^5 \text{ м}$): $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, $\Delta T = 150 \text{ }^\circ\text{C}$.

Рис. 7. Зависимость критической высоты массива над кровлей плюма от диаметра канала плюма d_1 для $d_r/d_1 = 1$.

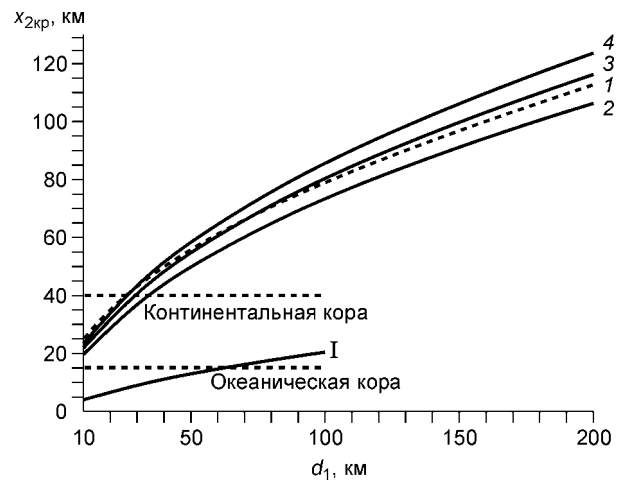
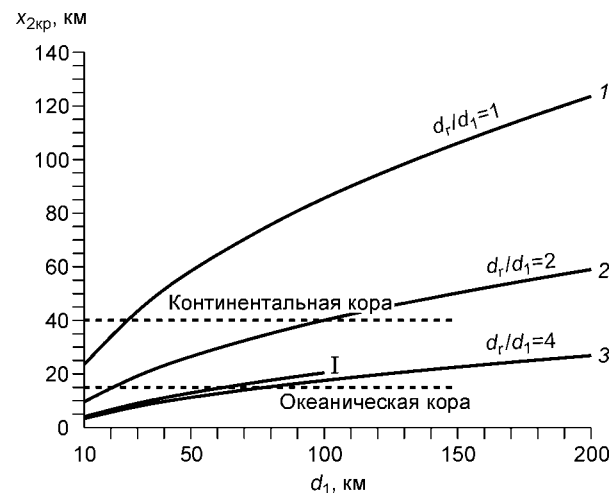
Обозначения — см. подпись к рис. 6.

пород массива, представляет собой оценку высоты канала излияния или, другими словами, указывает на глубину, с которой магма из канала плюма при его подъеме к дневной поверхности отводится по каналу в массиве над кровлей и изливается на поверхность. На рис. 7 показана высота канала излияния $x_{2кр}$ в зависимости от диаметра канала плюма d_1 для $d_r/d_1 = 1$, $\Delta T = 270, 320$ и 360 °С, $\delta_1 = 0$ и $0,5 \cdot 10^8$ Н/м². Из рис. 7 видно, что величина $x_{2кр}$

возрастает с увеличением диаметра плюмового канала. Высота канала излияния увеличивается с ростом перепада температуры ΔT для одного и того же значения δ_1 (см. кривые 2—4). Кроме того, высота $x_{2кр}$ уменьшается с увеличением коэффициента δ_1 при постоянном ΔT (см. кривые 1, 2). Интервалы глубин, с которых магма по каналам излияния поднимается к поверхности, различны для плюмов, формирующихся на границе ядро—мантия и границе 670 км. Для плюма, поднимающегося от ядро-мантийной границы (см. рис. 7, кривые 1—4), величина $x_{2кр}$ может составлять от 44 до 92 км для диаметра d_1 , изменяющегося от 40 до 100 км, т. е. излияния подкоровые.

Рассчитанные значения $x_{2кр}$ согласуются с оценками глубин для мантийных ксенолитов в щелочных базальтах [23—29]. Так, в работе [23] приводятся геохимические и петрологические данные по ксенолитам в базальтах из различных районов США и Австралии и сделано заключение, что богатые пироксеном породы в ультраосновных ксенолитах образуются из базантовой магмы, поднимающейся по узким мантийным каналам, при давлениях от 15 до 25 кбар, что соответствует глубинам от 45 до 80 км. Из P - T -оценок для гранатовых перидотитов Тарятской впадины (Хангай, Центральная Монголия) следует, что глубина их происхождения 52—62 км, для гранатовых пироксенитов глубина составляет 45—60 км [24, 25]. Согласно данным [26], глубина образования для ксенолитов гранатовых и шпинель-гранатовых лерцолитов из кайнозойских базальтоидов хр. Хэнтэй (Южное Забайкалье) может составлять от 63 до 81 км. Оценки для мантийных ксенолитов Витимского вулканического поля показывают, что глубина, с которой были вынесены на поверхность гранатовые лерцолиты, может составлять 51—67 км, а глубины для гранат-шпинелевых лерцолитов могут быть равны 49—59 км [27, 28]. Согласно работе [29], в которой представлены данные для перидотитов из базанитов р. Джилинда (также относящихся к Витимскому вулканическому полю), высокотемпературные гранат-шпинелевые и шпинелевые лерцолиты располагаются на глубинах 60—80 км, а низкотемпературные шпинелевые гарцбургиты и лерцолиты — на глубине 40—50 км.

Для плюмов от границы 670 км при $\Delta T = 150$ °С (кривая I) $x_{2кр} = 4—20,5$ км для диаметра $d_1 = 10—100$ км, т. е. высота канала излияния находится в пределах мощности континентальной земной коры. Средняя мощность океанической коры меньше высоты канала излияния для $d_1 > 60$ км.



Высота канала излияния в зависимости от диаметра d_1 для различных отношений d_r/d_1 представлена на рис. 8. Как следует из рисунка (см. кривые 1—3), для плюмов, поднимающихся от ядро-

Рис. 8. Критическая высота массива над кровлей плюма, поднимающегося от ядро-мантийной границы ($H = 2,9 \cdot 10^6$ м, кривые 1—3), для $\Delta T = 380$ °С, $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8$ Н/м² и различных отношений d_r/d_1 .

Для сравнения нанесена кривая I из рис. 7 для плюма, поднимающегося от границы 670 км ($H = 6,7 \cdot 10^5$ м, $\Delta T = 150$ °С, $\delta_1 = 0,5 \cdot 10^8$ Н/м²).

мантйной границы, наибольшие значения $x_{2кр}$ характерны для случая $d_r/d_1 = 1$ (см. рис. 8, кривая 1); для $d_r/d_1 = 2$ (кривая 2) значения высоты канала излияния в 2 раза меньше и для $d_r/d_1 = 4$ (кривая 3) — в 5 раз меньше значений, рассчитанных для случая $d_r/d_1 = 1$. Для плюмов с отношением $d_r/d_1 = 2$ значения $x_{2кр}$ становятся больше 40 км только для диаметров $d_1 > 100$ км. Если кровля плюма в 4 раза больше диаметра плюмового канала ($d_r/d_1 = 4$), то $x_{2кр} = 3—27$ км, и каналы излияния должны находиться в пределах континентальной земной коры для всех рассматриваемых диаметров d_1 .

7. ВЛИЯНИЕ P-T-УСЛОВИЙ НА ФОРМУ И РАЗМЕРЫ КРОВЛИ ПЛЮМА

Согласно данным наших лабораторных экспериментов (см. раздел 2), при постоянной температуре плавления массива диаметр выплавленного канала плюма не изменяется с высотой. Из теоретических исследований (см. раздел 6) получаем, что при постоянном диаметре плюма ($d_r/d_1 = 1$) его прорыв на поверхность происходит с глубины 44—92 км. Результаты расчетов соответствуют данным для мантийных ксенолитов в щелочных базальтах, приведенным в разделе 6. Если учитывать изменение плотности расплава вследствие физико-химических превращений при поступлении химической добавки, то перепад давления ΔP будет больше, чем величина, определяемая соотношением (4), выведенная с учетом только теплового расширения. Тогда из соотношения (17) следует, что глубина, с которой прорывается плюм, должна быть больше, чем полученные значения. Если исходить из условия, что диаметр кровли плюма в 4 раза больше диаметра канала плюма ($d_r/d_1 = 4$), то, согласно расчетам, глубина, с которой расплав прорывается на поверхность, уменьшается до значений 11—18 км для диаметра канала плюма $d_1 = 50—100$ км (см. рис. 8). Это противоречит геологическим данным для щелочных базальтов (типа монгольских), согласно которым подъем расплава по каналу излияния происходит с глубин от 40 до 80 км. Итак, полученные результаты указывают на то, что при постоянной температуре плавления окружающего массива диаметр канала плюма практически не изменяется с высотой и диаметр кровли плюма соизмерим с диаметром плюмового канала.

Однако модельные эксперименты обнаруживают увеличение диаметра кровли плюма по сравнению с диаметром канала в том случае, когда кровля плюма достигает слоя, имеющего более высокую температуру плавления, чем нижележащий слой, и температура расплава в канале меньше температуры плавления вышележащего слоя, который для краткости будем условно называть „тугоплавким“. В этом случае происходит плавление в подстилающем слое вдоль границы раздела слоев и формируется грибовидная голова плюма (см. рис. 3). Такая ситуация может возникнуть в двух случаях: при определенном соотношении температуры плавления массива и изменения температуры расплава вблизи кровли плюма по мере его подъема; в окрестности подошвы литосферы, если литосферная часть мантии сложена в основном дунит-гарцбургитами.

На рис. 9 показаны кривые плавления 1 и 2 для перидотита KLB-1, полученные в работах Е. Такахаши [30], К. Херзберга и Дж. Жанга [31]. Положение кривых плавления несколько различается и это отличие возрастает с ростом давления и достигает почти 150 °С при давлении 140 кбар. Анализ методических особенностей проведения экспериментов, описанных в этих работах, не позволяет выявить причины расхождения кривых и не даёт оснований для предпочтения одних результатов перед другими. Данные из работы [31] охватывают более широкий интервал условий, включающий область давления выше

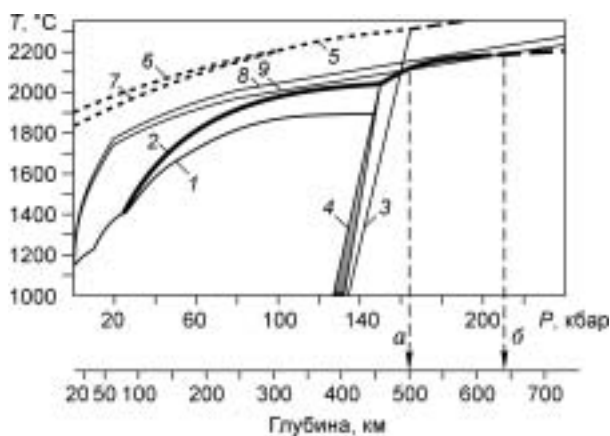


Рис. 9. Температуры плавления природного перидотита и изменение температуры расплава вблизи кровли поднимающегося плюма (для верхней мантии).

Температура плавления природного перидотита KLB-1: 1 — по данным [30], 2 — по данным [31]; 3 — переход форстерита в модифицированную шпинель [32]; 4 — область превращения оливина в рингвудит, по данным [31]. Кривые 5—7 нанесены по данным [32]: 5 — инконгруэнтное плавление форстерита на периклаз и жидкость при давлениях свыше 100 кбар, 6 — конгруэнтное плавление форстерита при давлениях до 100 кбар, 7 — положение эвтектики форстерит + периклаз = жидкость; 8 — изменение температуры расплава вблизи кровли поднимающегося плюма в отсутствие пересечения с кривой плавления перидотита KLB-1; 9 — изменение температуры расплава вблизи кровли плюма с глубиной при пересечении с кривой плавления перидотита KLB-1. Соотношение давление—глубина показано согласно работе [33].

превращения оливина в рингвудит. Для анализа поведения плюма они представляются более предпочтительными. Характер изменения кривых плавления перидотита KLB-1 одинаков. Эта особенность присуща большинству кривых плавления при высоких давлениях как эвтектикам, так и для плавления отдельных минералов. Так, в качестве примера на этом же рисунке показаны лучи моновариантных реакций (см. кривые 5—7), связанных с плавлением форстерита, которые имеют аналогичный характер изменения производной dT/dP .

На этом же рисунке представлено изменение температуры расплава у кровли плюма по адиабатическому закону с адиабатическим градиентом $(dT/dx)_{ad} = 0,56 \text{ }^\circ\text{C/км}$ (кривые 8 и 9). На рассматриваемых глубинах такое приближение справедливо. Изменение температуры в соответствии с кривой 8 характерно для плюмов с относительно малым отводом тепла от канала плюма в окружающий массив в нижней мантии (Гавайи, Исландия) [9]. Кривая 8 проходит выше кривой плавления 2, т. е. температура расплава вблизи кровли плюма всегда выше температуры плавления окружающего массива. В этом случае диаметр канала постоянный по всей его высоте, и прорыв плюма на поверхность может происходить так, как это описано выше для $d_1/d_1 = 1$.

Рассмотрим случай, когда температура расплава вблизи кровли плюма изменяется соответственно кривой 9 (см. рис. 9). Этот случай может быть характерен для плюмов с большим теплоотводом от канала в окружающий массив нижней мантии, вызванным горизонтальными конвективными нижнемантийными потоками. Кривая 9 пересекается с кривой 2 в точках a и b , следовательно, в верхней мантии существует слой $(a-b)$ с кровлей a и подошвой b , в котором нет плавления при данных температурных условиях. Как указано выше, такой слой в верхней мантии мы называем „тугоплавким“. Для положения кривой 9, представленного на рис. 9, подошва „тугоплавкого“ слоя b находится на глубине 645 км, кровля a — на глубине 500 км. Плавление происходит вдоль границы b , и формируется грибообразная голова плюма (рис. 10). Дальнейший подъем плюма выше границы b (в слое $a-b$) будет происходить только под действием подъемной силы, т. е. в „тугоплавком“ слое $(a-b)$ плюм поднимается как химический, за счет разности плотностей плюма и окружающего слоя. Скорость подъема такого плюма на несколько порядков меньше скорости плавления, и требуется большое время, чтобы плюм достиг кровли a . Во время подъема в „тугоплавком“ слое $(a-b)$ диаметр кровли плюма будет возрастать, как это показано на рис. 10.

При большой толщине слоя $(a-b)$, соизмеримой с диаметром канала плюма, при медленном подъеме плюма в этом слое грибообразная голова плюма может достигать значительных размеров, и, вследствие плавления вдоль границы b сформируется слой расплава (см. рис. 10). Из-за пониженной плотности и повышенного давления в слое расплава по сравнению с вышележащим слоем $(a-b)$, в сформированном горизонтальном слое расплава создаются условия неустойчивой стратификации. Тогда в „тугоплавком“ слое $(a-b)$ формируется центральный, основной плюм, поднимающийся в этом слое за счет разности плотностей расплава в канале плюма и слоя $(a-b)$ (см. рис. 10). В „тугоплавком“ слое могут образоваться дополнительные каналы плюма, расположенные на удалении $l_1/h \geq 2,5$ [34] от центрального канала, где l_1 — расстояние от дополнительного канала до центрального, h — толщина головы плюма (см. рис. 10). Центральный, основной плюм достигает верхней границы a „тугоплавкого“ слоя значительно раньше, чем вторичные плюмы, формирующиеся позже центрального. Прорыв центрального плюма на поверхность будет происходить так, как это было

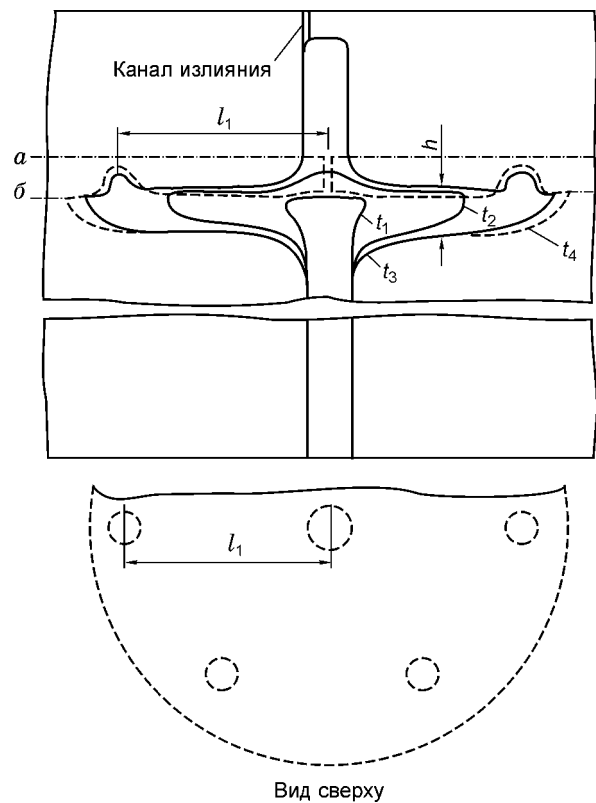


Рис. 10. Схема подъема плюма при наличии „тугоплавкого“ слоя в верхней мантии, толщина которого соизмерима с диаметром канала плюма.

Показано положение границы канала плюма в моменты времени от t_1 до t_4 : $t_1 < t_2 < t_3 < t_4$. При $t > t_2$ формируются дополнительные каналы (плюмы) вследствие неустойчивой плотностной стратификации. Во время t_3 происходит излияние основного (центрального) плюма, t_4 — время после прорыва основного плюма на поверхность. Граница плюма для времени t_4 показана штриховой линией, при t_4 происходит сужение центрального канала по толщине „тугоплавкого“ слоя. Показан также вид сверху, где кружками представлены основной и вторичные каналы.

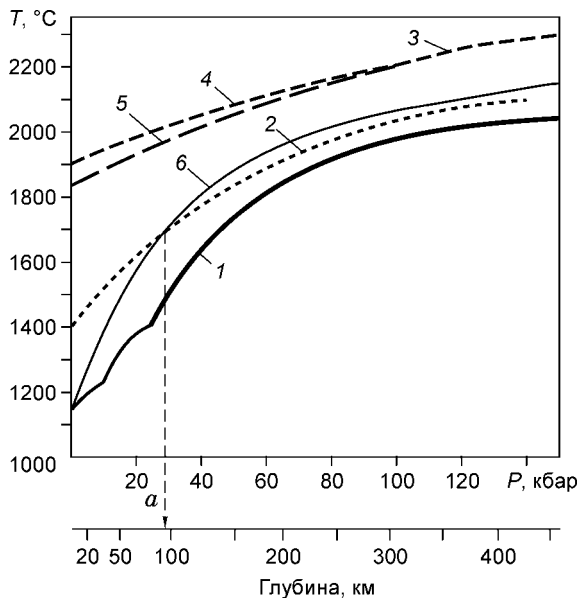


Рис. 11. Температуры плавления природного перидотита и изменение температуры расплава вблизи кровли поднимающегося плюма с глубиной.

1 — температура плавления природного перидотита KLB-1, по данным [31]; 2 — вероятная кривая плавления пород в истощенной мантии при обогащении перидотита оливином на 30 %; 3—5 — кривые, характеризующие плавление чистого форстерита по реакциям: форстерит = периклаз + жидкость, форстерит = жидкость, форстерит + периклаз = жидкость соответственно [32]; 6 — изменение температуры расплава вблизи кровли поднимающегося плюма. Соотношение давление—глубина показано согласно работе [33].

описано выше. После прорыва на поверхность, происходит постепенное сужение центрального плюма в слое ($a-b$) для времени $t = t_4$ (см. рис. 10) и, возможно, его закрытие в случае закрытия канала излияния. В дальнейшем возможны прорыв вторичного плюма к границе a и его излияние на поверхности.

Слева от точки пересечения a кривая 9 проходит выше кривой плавления 2 (см. рис. 9). Это означает,

что когда кровля плюма достигает верхней границы a „тугоплавкого“ слоя, начинаются плавление и подъем плюма, т. е. плюм выше границы a снова поднимается как термохимический и прорывается на поверхность так, как это описано для постоянного диаметра канала плюма.

В области литосферы также может образовываться „тугоплавкий“ слой. При глубокой степени дифференциации вещества происходит истощение мантии легкоплавкими компонентами и ее обогащение тугоплавкой оливиновой составляющей. Тогда может сформироваться слой, сложенный породами дунит-гарцбургитового типа. На рис. 11 представлена кривая 2 вероятного плавления пород в истощенной мантии (при обогащении оливином до 30 %). На этом же рисунке кривой 6 представлено изменение температуры расплава вблизи кровли поднимающегося плюма. Такой вид кривой возможен при интенсивном отводе тепла от канала плюма в астеносферу. Выше глубины a плавление вышележащих пород невозможно, так как кривая 2 в этой области лежит выше кривой 6. Поэтому вдоль границы a происходит плавление и формируется грибовидная голова плюма. В дальнейшем подъем плюма возможен в условиях, когда плотность расплава в канале плюма меньше плотности вышележащих пород и давление у кровли плюма выше литостатического. В том случае, когда диаметр головы плюма много больше диаметра подводящего канала и толщины головы плюма, возможно формирование нескольких вторичных плюмов, как это показано на рис. 10. Вторичные плюмы поднимаются в „тугоплавком“ слое за счет разности плотностей вещества в канале и окружающего литосферного массива. При достижении критической высоты $x_{2кр}$ происходит прорыв (см. раздел 5), и вторичный плюм изливается на поверхность.

Рассмотренные случаи „тугоплавкого“ слоя, вероятно, относятся к трапповым излияниям большого объема, например сибирским траппам. Для траппов с большими объемами излияний возможны два варианта: или один основной плюм с излияниями нескольких вторичных, или несколько первичных плюмов. Второй случай тоже возможен, так как довольно однородный состав излившихся пород обеспечивается тем, что при соизмеримой тепловой мощности отдельных плюмов будут сходные законы изменения температуры расплава вблизи кровли этих плюмов с глубиной и, следовательно, примерно равные толщины слоя ($a-b$), а значит, одинаковые временные и пространственные условия формирования пород. Однако, учитывая двухэтапный характер излияний траппов и других платобазальтов, более вероятен первый случай.

ВЫВОДЫ

В двухслойной системе парафин—вода проведено лабораторное моделирование подъема термохимического плюма от границы ядро—мантия. Верхний парафиновый массив моделирует высоковязкую нижнюю мантию, слой воды внизу — жидкое ядро. Лабораторное моделирование показало, что излияние термохимического плюма может происходить в две стадии, и в экспериментах процесс излияния протекает следующим образом. Сначала при вскрытии плюма изливается расплав, скопившийся вблизи подошвы парафинового цилиндрического массива. Затем в канал от подошвы плюма (границы парафин—вода) в канал плюма поднимается вода и выдавливает вверх объем расплава, равный объему воды, поднявшейся в канал. Высота подъема воды в канале x_0 определяется из условия, когда давление столба воды высотой H_b на подошве плюма $\rho_{вг}gH_b$ станет равным сумме давления столба расплавленного

парафина высотой H_p ($\rho_p g H_p$) и давления столба поднявшейся в канал воды $\rho_w g x_b$. В экспериментах показано, что грибообразная голова плюма формируется в том случае, когда плюм достигает слоя, температура плавления которого выше температуры плавления нижележащего массива.

Найдено распределение давления по высоте x в процессе подъема плюма, формирующегося на глубине H . Перепад давления ΔP , представляющий собой разность давления в расплаве под кровлей поднимающегося плюма и литостатического давления, зависит от плотности окружающего массива, коэффициента теплового расширения расплава в канале плюма и разности температур расплава и массива. В нашей работе принято, что увеличение объема расплава в канале плюма по сравнению с начальным объемом твердого массива происходит из-за теплового расширения расплава. Как показывает лабораторное моделирование, избыточный объем расплава в процессе подъема плюма должен выдавливаться (и, следовательно, изливаться) из канала плюма во внешнее ядро и накапливаться там в окрестности подошвы, поскольку плотность расплава много меньше плотности вещества внешнего ядра. Избыточный объем расплава в канале плюма, изливающегося во внешнее ядро, можно представить в виде цилиндрического объема диаметром, равным диаметру канала. Высота расплава, изливающегося из канала плюма и накапливающегося во внешнем ядре в окрестности основания плюма, может составлять 22—30 км.

Рассмотрены геодинамические процессы, протекающие в процессе выплавления плюма до его выхода на поверхность. Если толщина слоя над кровлей поднимающегося плюма много больше толщины корового слоя, то движение над кровлей плюма может быть представлено как движение в вязкой жидкости перед движущейся кровлей. Движение в массиве над кровлей поднимающегося плюма диаметром d_r рассмотрено как вязкое течение в цилиндрическом канале диаметром d_r и высотой $(H - x_1)$ под действием перепада давления ΔP . Касательное напряжение при $r = d_r/2$ в массиве над кровлей плюма возрастает с уменьшением высоты массива $(H - x_1)$. В процессе подъема кровля плюма достигает высоты x_1 , при которой высота массива над плюмом становится равной критическому значению $x_{2кр} = (H - x_1)_{кр}$. Тогда касательное напряжение в массиве над кровлей плюма достигает критического значения $\tau_{кр}$, и поэтому в окрестности цилиндрической поверхности $r = d_r/2$ наиболее вероятно разрушение пород массива и формирование одного или нескольких каналов излияния, по которым магматический расплав изливается на дневную поверхность на первой стадии излияния плюма. Величина $x_{2кр}$ представляет собой высоту этих каналов излияния или, другими словами, глубину, с которой магма по каналу излияния поднимается к дневной поверхности. Учет, кроме теплового расширения, дополнительных факторов в изменении плотности расплава (физико-химических превращений при поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления в канале плюма, и ухода „тяжелой части“ в ядро) может выразиться в увеличении высоты канала прорыва. Кроме того, если толщина слоя прорыва, залегающего непосредственно над кровлей плюма, меньше или равна толщине корового слоя, то необходимо учитывать сложную реологию всей толщи над кровлей плюма.

Среднее значение $\overline{\tau_{кр}}$ возрастает с увеличением разности температуры ΔT расплава и окружающего массива при постоянном значении коэффициента δ_1 и с увеличением δ_1 при фиксированном перепаде $\Delta T = T_p - T_0$. Высота канала излияния возрастает с увеличением диаметра канала плюма и перепада температуры ΔT , и уменьшается с увеличением коэффициента δ_1 при постоянном ΔT . Кроме того, высота $x_{2кр}$ падает с увеличением отношения диаметров кровли и канала плюма d_r/d_1 . Для плюмов, поднимающихся от ядро-мантийной границы, у которых диаметры кровли и канала равны, величина $x_{2кр}$ лежит в интервале от 44 до 92 км для $d_1 = 40—100$ км. Эти результаты согласуются со значениями глубины, полученными на основе оценок P - T -условий для мантийных ксенолитов в щелочных базальтах.

Показана возможность существования „тугоплавкого“ слоя в верхней мантии между 400 и 650 км при определенном соотношении кривой плавления природного перидотита KLB-1 и температуры расплава у кровли плюма. Подъем плюма в „тугоплавком“ слое замедляется, когда кровля поднимающегося плюма достигает этого слоя. В „тугоплавком“ слое плавление отсутствует, и плюм поднимается под действием силы плавучести, обусловленной разностью плотностей вещества канала плюма и окружающего массива. Плавление плюма происходит вдоль подошвы „тугоплавкого“ слоя, при этом формируется грибообразная голова плюма. Когда плюм достигает верхней границы слоя, над слоем вновь образуется канал плавления, и затем, как описано в настоящей статье, при определенной высоте подъема плюма происходит его прорыв на поверхность по каналу излияния.

В области литосферы может существовать „тугоплавкий“ дунит-гарцбургитовый слой. Вдоль подошвы этого слоя происходит плавление и формируется грибообразная голова плюма. Когда диаметр головы плюма много больше диаметра подводящего канала и толщины головы плюма, в „тугоплавком“ слое в литосфере могут сформироваться несколько вторичных плюмов. Трапповые излияния больших объемов

могут быть связаны с наличием „тугоплавких“ слоев в верхней мантии. Геодинамические процессы, протекающие при быстрых массовых излияниях траппов, требуют дальнейших исследований.

Работа поддержана грантами: Фонда содействия отечественной науке (грант по программе „Молодые кандидаты и доктора наук РАН. Выдающиеся ученые РАН“ на 2005 г.), РФФИ (№ 05-05-64899а), Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ (НШ-1247.2003.5) и Президиума РАН — интеграционный проект с Президиумом РАН по программе специализированных отделений РАН (программа 6.5. — отделения Наук о Земле) — проект 6.5.3.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
2. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 4, с. 3—13.
3. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 408 с.
4. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н.** Проблемы глубинной геодинамики и моделирование мантийных плюмов // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 12, с. 5—24.
5. **Olson P.** Mechanics of thermochemical plume formation in the D-layer and heat transfer between the core and mantle // 17th Int. Conf. Math. Geophys. Blanes (Spain), Terra Cognita, 1988, v. 8.
6. **Tackley P.J.** The observational signature of deep mantle chemical layering: are superplumes thermochemical? // Role of the superplumes in the Earth system from central core to surface including evolution of life (Abstract). Tokyo (Japan), 2002, p. 398—402.
7. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Физико-химические условия на границе ядро—мантия и образование термохимических плюмов // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 6, с. 797—801.
8. **Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1057—1073.
9. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 6, с. 589—602.
10. **Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geological manifestations // Intern. Geol. Rev., 2001, v. 43, p. 771—788.
11. **Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в образовании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1243—1261.
12. **Hawaii** scientific drilling project: summary of preliminary results // GSA Today, 1996, v. 6, № 8, p. 1—8.
13. **Irvine T.N.** Global convection and Hawaiian upper mantle structure // Year Book, Carnegie Inst. Washington, 1991, v. 90, p. 3—11.
14. **Васильев Ю.Р.** Ультрабазиты щелочно-ультраосновных комплексов // Магматические породы. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.А. Шарков. М., Наука, 1988, с. 172—196.
15. **Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И. и др.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг-Джава) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1339—1348.
16. **Coffin M., Eldholm O.** Large igneous provinces: crustal structures, dimensions and external consequences // Rev. Geophys., 1994, v. 32, p. 1—36.
17. **Bercovici D., Mahoney J.** Double flood basalts and plume head separation at the 660 km discontinuity // Science, 1994, v. 266, p. 1367—1369.
18. **Racki G.** End-Permian mass extinction: oceanographic consequences of double catastrophic volcanism // Lethaia, 2003, v. 36, p. 171—173.
19. **Zhao D.-P.** Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // Earth. Planet. Sci. Lett., 2001, v. 192, p. 251—265.
20. **Шлихтинг Г.** Теория пограничного слоя. М., Наука, 1969, 742 с.
21. **Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г.** Справочник для геологов по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 303 с.
22. **Справочник** физических констант горных пород / Ред. С. Кларк. М., Мир, 1969, 543 с.
23. **Irving A.J.** Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci., 1980, v. 280A, № 2, p. 389—426.
24. **Stosch H.-G., Ionov D.A., Puchtel I.S. et al.** Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath Central Asia // Lithos, 1995, v. 36, № 3—4, p. 227—242.

25. **Kopylova M.G., O'Reilly S.Y., Genshaft Yu.S.** Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia: evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia // *Ibid.*, p. 243—255.
26. **Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д.** Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланефелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 1, с. 130—147.
27. **Ионов Д.А., Ащепков И.В., Штош Х.Г. и др.** Ксенолиты гранатовых перидотитов Витимского вулканического поля Забайкалья: петрология и геохимия гранат-шпинелевых перидотитов переходной зоны субконтинентальной мантии // *Магматизм рифтов и складчатых поясов*. М., Наука, 1993, с. 169—211.
28. **Ионов Д.А., Ащепков И.В., Stosch H.-G. et al.** Garnet peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Baikal region: the nature of the garnet-spinel peridotite transition zone in the continental mantle // *J. Petrology*, 1993, v. 34, № 6, p. 1141—1175.
29. **Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мехоношин А.С., Мальковец В.Г.** Геохимия клинопироксенов и петрогенезис мантийных ксенолитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 11, с. 1557—1574.
30. **Takahashi E.** Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 10–14 GPa: implications on the origin of peridotitic upper mantle // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, № B9, p. 9367—9382.
31. **Herzberg C., Zhang J.** Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B4, p. 8271—8295.
32. **Presnall D.C., Weng Y.-H., Milholland C.S., Walter M.J.** Liquidus phase relations in the system MgO—MgSiO₃ at pressures up to 25 GPa — constraints on crystallization of a molten Hadean Mantle // *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 1998, v. 107, № 1—3, p. 83—95.
33. **Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983, 416 с.
34. **Whitehead J.A., Luther D.S.** Dynamics of laboratory diapir and plume models // *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 705—717.

*Поступила в редакцию
15 марта 2005 г.*