

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДНЯТИЯ ПЛЮМОМ, НЕ ВЫШЕДШИМ НА ПОВЕРХНОСТЬ

© 2022 г. А. А. Кирдяшкин¹, *, А. Г. Кирдяшкин¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Коптюга, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия

*e-mail: aak@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 10.10.2022 г.

После доработки 02.11.2022 г.

Принята к публикации 11.11.2022 г.

Представлена тепловая и гидродинамическая структура канала плюма малой тепловой мощности, не вышедшего на поверхность. Приведены соотношения для определения тепловой мощности, диаметра канала и предельной высоты подъема такого плюма. Вертикальные силы, направленные снизу вверх, возникают на кровле плюма, вследствие сверхлитостатического давления в расплаве над кровлей плюма. Представлены соотношения для сверхлитостатического давления и оценена его величина. Гидродинамические процессы в массиве над кровлей плюма рассмотрены в стационарном приближении с использованием модели высоковязкой ньютоновской жидкости, кровля плюма принимается шарообразной. Вследствие течения в высоковязком массиве над кровлей плюма образуется поднятие дневной поверхности. Определена максимальная высота поднятия. Получена зависимость высоты поднятия поверхности от горизонтальной координаты для различных моментов времени. Расчеты показали, что горизонтальный размер основной части поднятия y_1 возрастает с увеличением глубины расположения кровли плюма. Для различных расстояний между осями каналов плюмов Δy получены профили поднятия в вертикальной плоскости, проходящей через главный хребет. Такие профили построены для систем из восьми и пяти линейно расположенных плюмов. Профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, указывают на существование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту. Такие хребты образуются в процессе формирования поднятия, их число равно числу термохимических плюмов, ответственных за образование поднятия. В случае, когда $\Delta y > y_1$, высота главного хребта имеет пилообразный характер. Расчеты показывают, что параметры поднятия, образованного группой плюмов, близки к параметрам поднятия Кавказа.

Ключевые слова: термохимические плюмы, тепловая мощность, диаметр канала плюма, кровля плюма, сверхлитостатическое давление, высота поднятия, длина основной части поднятия, профиль поднятия, главный хребет

DOI: 10.31857/S0016853X22060042

ВВЕДЕНИЕ

Поднятие земной поверхности происходит под влиянием сил, направленных вертикально (снизу вверх). Проявление этих сил имеет локальный характер и обусловлено существованием каналов с пониженной вязкостью в мантии, по которым происходит более интенсивный перенос энергии [1]. В.В. Белоусов [1] указывал на существование локальных каналов интенсивного транспорта тепла, которые позднее были названы плюмами, и подчеркивал, что эти локализованные источники переноса энергии являются и источниками вертикально направленных сил, образующих поднятия на поверхности. Вертикальные локализованные силы создаются термохимическими плюмами, не вышедшими на поверхность [8]. Мантийный тер-

мохимический плюм зарождается на границе ядро-мантия в локальной области, где химическая добавка, понижающая температуру плавления нижней мантии, имеет повышенную концентрацию c_2 , при которой температура плавления понижается до $T_{\text{пх}} < T_1$, где $T_{\text{пх}}$ — температура плавления при наличии химической добавки и T_1 — температура границы ядро-мантия [6, 20]. Температура плавления $T_{\text{пх}} = T_{\text{пс}} - kc_2$, где $T_{\text{пс}}$ — температура плавления мантии в отсутствие химической добавки и k [°C/%] — снижение температуры плавления при увеличении концентрации химической добавки на один процент. Такой плюм возникает вследствие физико-химического взаимодействия химической добавки с мантийным веществом, и поэтому называем его термохимическим плюмом

[3, 6, 20]. В численном моделировании мантийные термохимические плюмы рассматриваются как восходящие свободноконвективные потоки (термики) с учетом изменений плотности, вызванных изменениями состава [10, 11, 26–28, 32]. Отличия модели термохимического плюма от численных моделей формирования восходящих свободноконвективных потоков (термиков) в мантии подробно изложены в статье [20].

Химические неоднородности, плотность которых меньше плотности жидкого внешнего ядра, скапливаются на границе ядро–мантия. При физико-химическом взаимодействии с веществом мантии они понижают температуру плавления ниже температуры на границе ядро–мантия. Согласно [3, 6], источниками химической добавки могут быть реакции железосодержащих минералов нижней мантии с водородом или метаном, выделившимся на ядро–мантийной границе. Большое количество CO_2 (до 12.8–20.5%) в изверженных породах алмазонасных плюмов указывает на наличие химической добавки [7]. Извержение таких плюмов имеет взрывообразный характер, что указывает на большое содержание CO_2 , но количественно оценить его достаточно сложно [5]. Тепловую мощность на подошве термохимического плюма можно оценить по удельному массовому потоку магматического расплава, изливающегося на поверхность [4]. При этом неучтенными остаются плюмы, не вышедшие на поверхность.

В ряде работ с использованием геологических данных обосновывается утверждение, что подъем мантийного плюма вызывает образование поднятий земной поверхности [16, 18, 21, 33]. Поднятия поверхности, наряду с рифтообразованием и крупными магматическими провинциями, являются одним из основных индикаторов деятельности мантийных плюмов [22]. Крупномасштабные поднятия земной коры, связанные с появлением мантийного плюма у основания литосферы, были зарегистрированы в летописях осадочных пород позднеархейского–кайнозойского возраста из разных районов земного шара [30]. Максимальные высоты континентальных плато, связанных с континентальными горячими точками, варьируют от 800 м до 4070 м. Дж. Шенгер [33] отмечал, что плюмы могут приводить к континентальному рифтогенезу за счет увеличения потенциальной энергии части литосферы, которая впоследствии высвобождается вдоль одного или нескольких рифтов. При этом наличие предрифтового поднятия является довольно надежным индикатором наличия плюма под ним [33].

В исследованиях, посвященных моделированию плюм-литосферных взаимодействий, происхождение плато, связанных с горячими точками, объяснялось двумя различными механизмами. В аналитической и численной моделях [19, 29]

образование поднятий связывалось с конвективным утонением (термальной эрозией) литосферы. При этом в качестве мантийного плюма выступает восходящий свободноконвективный поток в мантии. В модели конвекции [35, 36] поднятия формируются вследствие того, что восходящий конвективный поток динамически поднимает плиту над ним. В численных моделях взаимодействия литосферы с мантийным плюмом, поднявшимся к ней, вводится стратифицированная литосфера со сложной реологией [14, 15]. В 3D сферических численных моделях исследуется взаимосвязь между наблюдаемыми на поверхности явлениями (динамической топографией, аномалиями геоида) и физическими свойствами плюма и литосферы [34].

Проведено лабораторное моделирование подъема плюмов, представляющих собой стартующие плюмы (тепловые и композиционные). В экспериментах изучается поведение легких низковязких капель (композиционных диапиров) при всплывании к свободной поверхности или горизонтальной жесткой пластине [24]. В лабораторном моделировании тепловых стартующих плюмов модельный плюм, непрерывно подпитываемый низковязкой легкой жидкостью, представляет собой голову большого размера с тонким питающим каналом. Утверждается, что тепловая аномалия, вызванная появлением головы теплового стартующего плюма под континентальной корой, приводит к подъему, предшествующему вулканизму [17, 25]. В работе [8] показано, что под воздействием плюмов, не вышедших на поверхность, могут формироваться крупные поднятия в виде горных хребтов и плато.

В настоящей статье исследуются плюмы с тепловой мощностью, меньше предельной тепловой мощности N_1 , при которой плюм выходит на поверхность. Такие плюмы поднимаются от границы ядро–мантия, достигают предельной высоты $x_{пр}$ и останавливаются в литосфере. Это плюмы малой тепловой мощности [8]. Целью нашего исследования является определение влияющих сил и процессов и анализ условий образования поднятия дневной поверхности, в которые входит:

- расположение плюмов, не вышедших на поверхность;
- процесс формирования поднятия;
- структура поднятия;
- влияние вязкости массива над кровлей плюма на время образования поднятия;
- влияние глубины расположения кровли плюма на горизонтальный размер поднятия.

СТРУКТУРА ПЛЮМА МАЛОЙ МОЩНОСТИ

Термохимические плюмы зарождаются на границе ядро–мантия при понижении температуры

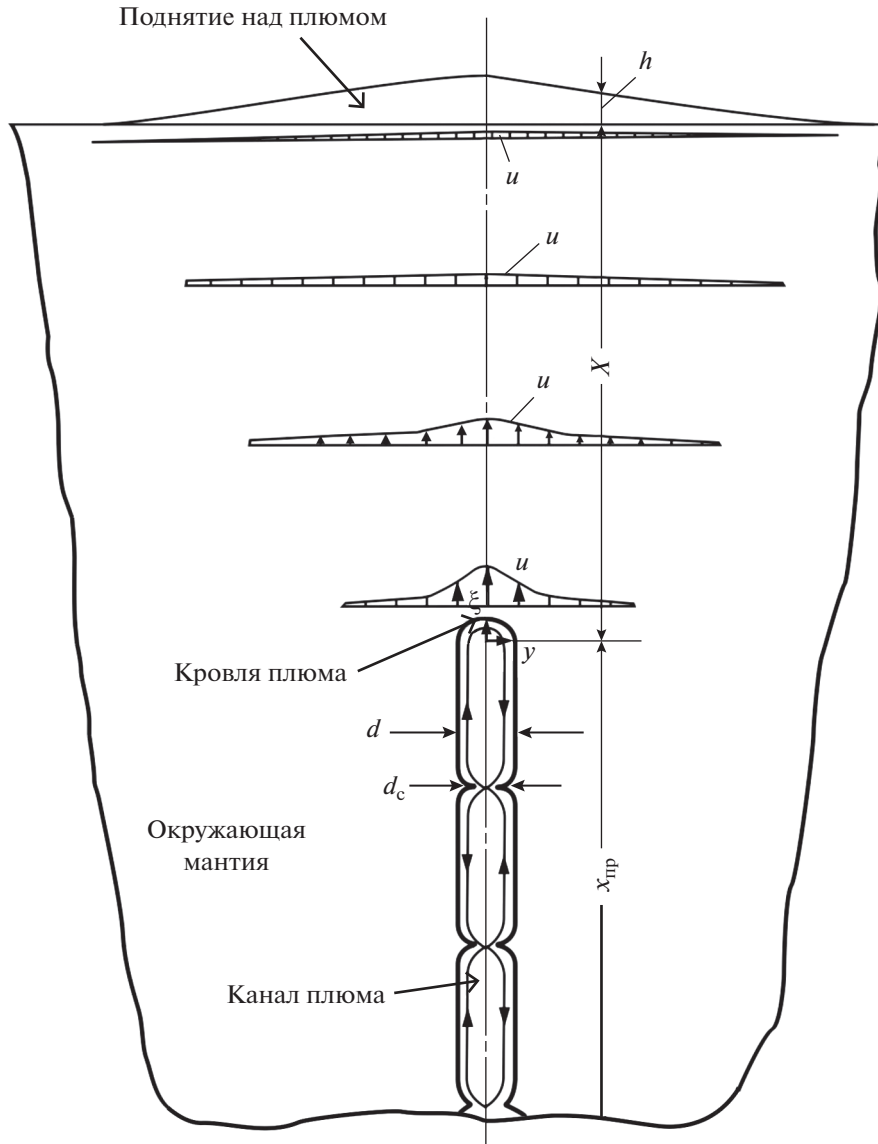


Рис. 1. Схема канала плюма, поднявшегося (выплавившегося) от границы ядро–мантия до предельной высоты $x_{пр}$, профили скорости течения в высоковязком массиве над кровлей плюма, не вышедшего на поверхность, и поднятие поверхности, сформировавшееся вследствие движения в массиве над кровлей плюма.

плавления в локализованной области повышенной концентрации легких химических добавок на $8^{\circ}\text{C}–15^{\circ}\text{C}$ [4, 20]. Плюм выплавляется от границы ядро–мантия до высоты ~ 90 км как термохимический и далее он выплавляется в мантии как тепловой [2].

На основании лабораторного моделирования показано [2], что канал плюма представляет собой систему конвективных ячеек (рис. 1). Ячейки разделены сужениями канала, возникающими вследствие кристаллизации расплава. Диаметр сужений $d_c = 0.5d$, где d – диаметр канала плюма. Ячейки медленно перемещаются вверх по каналу плюма.

При выплавлении канала объем расплава становится больше объема твердого массива, и, как показали экспериментальные исследования [20], избыточный объем расплава скапливается у подошвы плюма. В поперечном сечении канал плюма не строго цилиндрический, и отношение его большего диаметра к меньшему составляет ~ 1.5 . При анализе теплообмена принималось среднее значение диаметра, постоянное по высоте канала, как это следует из экспериментального моделирования. Опускной свободноконвективный поток расположен по периметру канала плюма. Подъемный свободноконвективный струйный поток, диаметр которого много меньше диаметра кана-

ла, может переходить от одной стенки канала на другую в месте сужения канала. Тепловая мощность N на подошве плюма определяется по интенсивности теплообмена на горизонтальной поверхности в большом объеме жидкости в условиях свободной конвекции [6]:

$$N = 0.045\pi\lambda d^2 \Delta T_s^{4/3} (\beta g / \alpha \nu)^{1/3}, \quad (1)$$

где ΔT_s – перепад температуры в пограничном слое на подошве плюма, β – коэффициент теплового объемного расширения расплава в канале плюма, g – ускорение силы тяжести, ν – кинематическая вязкость расплава, λ – коэффициент теплопроводности, α – коэффициент температуропроводности. Из соотношения (1) получаем диаметр канала плюма:

$$d = \left[\frac{7.077N (\alpha \nu)^{1/3}}{\lambda \Delta T_s^{4/3} (\beta g)^{1/3}} \right]^{1/2}. \quad (2)$$

Тепловая мощность N затрачивается на плавление в период подъема кровли плюма и отводится от поверхности канала плюма в окружающий массив:

$$N = N_{\text{пл}} + N_x, \quad (3)$$

где $N_{\text{пл}}$ – тепловая мощность, затрачиваемая на плавление, N_x – тепловая мощность, отводящаяся от канала плюма в окружающий массив.

Предельная высота подъема плюма $x = x_{\text{пр}}$ (см. рис. 1) достигается при $N = N_{x,\text{пр}}$, т.е. при установившемся режиме кондуктивного теплообмена между каналом плюма и окружающей мантией. Согласно [9] время, за которое наступает установившийся режим кондуктивного теплообмена, равно $t_c = 1.27d^2/a$. Например, при $d = 1.016 \times 10^4$ м и $a = 10^{-6}$ м²/с получаем $t_c = 4.2$ млн лет. При $t > t_c$ тепловая мощность, отдаваемая окружающей мантии каналом плюма высотой $x_{\text{пр}}$ [8],

$$N_{x,\text{пр}} = 0.5\pi\lambda\Delta T x_{\text{пр}}, \quad (4)$$

где $\Delta T = T_{\text{пл}} - T_0$ – перепад температуры между границей канала и окружающей мантией, усредненный по x , $T_{\text{пл}}$ – температура границы канала плюма, T_0 – температура окружающей мантии.

Предельная высота подъема плюма, согласно соотношению (4):

$$x_{\text{пр}} = 2N / \pi\lambda\Delta T. \quad (5)$$

Таким образом, высота массива над кровлей плюма, достигшего предельной высоты своего подъема и остановившегося в литосфере, определяется из соотношения:

$$X = H - x_{\text{пр}} = H - 2N / \pi\lambda\Delta T, \quad (6)$$

где $H = 2.88 \times 10^6$ м – расстояние от границы ядро–мантия до дневной поверхности.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СВЕРХЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

На подошву термохимического плюма, расположенную на границе ядро–мантия, воздействует литостатическое давление, характерное для этой границы (см. рис. 1). Расплав в канале плюма имеет температуру T_p , большую, чем окружающая мантия ($T_p > T_0$). В дальнейшем будем использовать среднее по высоте канала плюма значение перепада температуры $\Delta T = T_p - T_0$. Разность плотностей между окружающей мантией и расплавом $\Delta\rho = \rho_0\beta\Delta T$, где ρ_0 – среднее значение плотности окружающей мантии. В этом случае сверхлитостатическое давление на кровле плюма, не вышедшего на поверхность,

$$\Delta P = \rho_0\beta\Delta T g x_{\text{пр}}. \quad (7)$$

Ячейки в канале плюма разделены сужениями, радиус которых $R_c = 0.5d_c$. Радиус кровли плюма, не достигшего поверхности, приблизительно равен радиусу канала (и подошвы) плюма [8]. Радиус канала плюма $R = 0.5d$.

С учетом влияния сужений канала плюма сверхлитостатическое давление на его кровле определяется из соотношения:

$$\Delta P = \rho_0\beta\Delta T g x_{\text{пр}} (R_c/R)^2. \quad (8)$$

Сила давления на кровлю плюма, направленная снизу вверх, $F = \Delta P \pi R^2$.

Из равенства (8) следует, что для $R_c = 0.5R$ и значений параметров: $\rho_0 = 4500$ кг/м³, $x_{\text{пр}} = H - X = 2850$ км ($X = 30$ км), $\beta = 2 \times 10^{-5}$ 1/°С и $\Delta T = 440$ °С, сверхлитостатическое давление на кровле плюма $\Delta P = 2.77 \times 10^8$ Па для $d = 1.016 \times 10^4$ м и сила давления $F = 2.24 \times 10^{16}$ Н.

Таким образом, вертикальные силы, направленные снизу вверх, возникают на кровле плюма, не вышедшего на поверхность, вследствие сверхлитостатического давления в расплаве над кровлей плюма.

СООТНОШЕНИЕ СКОРОСТИ ПОДЪЕМА МАССИВА НАД КРОВЛЕЙ ПЛЮМА И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВА

При подъеме кровли плюма под действием силы давления F и ее смещении в область пониженных температур, так как $\partial T / \partial x < 0$, происходит кристаллизация расплава на кровле плюма и отвод тепла от кровли плюма в окружающий массив в условиях нестационарной теплопроводности. Под действием сверхлитостатического давления ΔP происходит подъем кровли плюма со скоро-

стью U . При подъеме кровли плюма за время τ на высоту $U\tau$ и кристаллизации слоя толщиной $\delta = U_{\text{крист}}\tau$ отводится тепло

$$Q_{\text{крист}} = U_{\text{крист}}\tau\pi R^2\rho_m B = \pi\delta R^2\rho_m B, \quad (9)$$

где $U_{\text{крист}}$ – скорость кристаллизации на кровле плюма, B – теплота плавления, ρ_m – плотность массива над кровлей плюма при $x < x_{\text{пр}}$.

В геологических масштабах времени можно принять, что температура на кровле плюма повышается мгновенно до температуры плавления в момент начала подъема кровли плюма под действием силы давления F . Для таких условий получено решение для количества тепла, переданного от кровли плюма в окружающую мантию за время $\tau = \delta/U_{\text{крист}}$ [8]:

$$Q = 2\lambda\pi R^2\delta^{1/2}(T_p - T_0)/(a\pi)^{1/2}U_{\text{крист}}^{1/2}. \quad (10)$$

Из равенства $Q_{\text{крист}} = Q$, используя соотношения (9) и (10), находим

$$U_{\text{крист}} = \left[\frac{2\lambda(T_p - T_0)}{\rho_m B (a\pi)^{1/2} \delta^2} \right]^2. \quad (11)$$

При значениях параметров: $\lambda = 3.5$ Вт/м²С, $T_p - T_0 = 300^\circ\text{C}$, $a = 10^{-6}$ м²/с, $\rho_m = 3200$ кг/м³, $B = 2.1 \times 10^5$ Дж/кг из соотношения (11) получаем $U_{\text{крист}} = 3.1 \times 10^{-6} \delta^{-1}$. Тогда для $\delta = 0.1 - 10$ м находим $U_{\text{крист}} = 3.1 \times 10^{-5} - 3.1 \times 10^{-7}$ м/с. Средняя величина скорости подъема кровли плюма под действием силы сверхлитостатического давления $U = 6.4 \times 10^{-11}$ м/с [8], то есть, $U_{\text{крист}} \gg U$. Это означает, что (см. рис. 1):

– скорость подъема кровли плюма определяют гидродинамические процессы, протекающие в массиве над кровлей;

– скорость кристаллизации $U_{\text{крист}} = U$ на кровле плюма в период образования поднятия;

– положение кровли плюма можно считать неизменным, т.е. кровля плюма находится на высоте $x_{\text{пр}}$, и расстояние от дневной поверхности до кровли плюма $X = H - x_{\text{пр}}$.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МАССИВЕ НАД КРОВЛЕЙ ПЛЮМА

Скорость распространения продольных сейсмических волн в нижней коре $v_p = 6.9 - 7.2$ км/с, в верхней мантии $v_p > 7.6$ км/с [23, 31]. С такими скоростями происходит распространение изменения давления в массиве над кровлей плюма. При $X = 30$ км время распространения изменения давления у кровли плюма $\tau_p \approx X/v_p \approx 4.3$ с. Таким образом, в геологическом масштабе времени поле

скорости устанавливается мгновенно. Как делали это ранее [8, 20], гидродинамические процессы в массиве над кровлей плюма будем исследовать в стационарном приближении с использованием модели высоковязкой ньютоновской жидкости, для которой динамическая вязкость $\eta_m = 10^{20} - 10^{21}$ (Н·с)/м². Для плотности $\rho_m = 3200$ кг/м³ кинематическая вязкость массива $\nu_m = \eta_m/\rho_m = 3.17 \times 10^{16} - 3.17 \times 10^{17}$ м²/с. Число Рейнольдса $Re = Ud/\nu_m \approx 10^{-24}$, т.е., течение в высоковязком массиве над кровлей плюма ламинарное.

Будем рассматривать движение высоковязкой жидкости над шарообразной кровлей плюма радиусом R . Распределение скорости перед шаром, движущимся с постоянной скоростью U в вязкой среде, имеет вид [12]:

$$\bar{u} = \frac{u}{U} = 1 - \left[\frac{3}{4} \frac{R\xi^2}{r^3} \left(\frac{R^2}{r^2} - 1 \right) - \frac{1}{4} \frac{R}{r} \left(3 + \frac{R^2}{r^2} \right) + 1 \right], \quad (12)$$

где ξ – вертикальная координата, отсчитываемая при нахождении скорости \bar{u} от центра шарообразной кровли и изменяющаяся от 0 до значения $X = H - x_{\text{пр}}$, $r = (\xi^2 + y^2)^{1/2}$, y – горизонтальная координата, отсчитываемая от оси канала плюма (см. рис. 1). Высота подъема дневной поверхности h

определяется из соотношения $h = \int_0^t u(\xi, y, t) dt$, где u – скорость вязкого течения в массиве над кровлей плюма, t – время, отсчитываемое от момента, когда достигается предельная высота подъема $x_{\text{пр}}$, то есть, когда прекращается плавление вследствие равенства температуры расплава и температуры плавления на кровле плюма. Профили скорости течения в массиве литосферы над кровлей плюма, не достигшего поверхности, представлены на рис. 1. Здесь же показано и поднятие поверхности, сформировавшееся вследствие движения массива.

Литостатическое давление над кровлей плюма возрастает на величину $\rho_m g h$ по мере увеличения высоты подъема дневной поверхности над кровлей плюма. Поэтому в массиве над кровлей плюма течение происходит под действием перепада давления

$$\Delta P_{\text{дв}} = \Delta P - \rho_m g h. \quad (13)$$

Скорость движения шарообразной кровли плюма определяем из условия равенства движущей силы $W_{\text{дв}} = \Delta P_{\text{дв}} \pi R^2$ и силы сопротивления движению шара $W = 6\pi\eta_m UR$:

$$U = \frac{R\rho_0 g}{6\eta_m} \left[\left(\frac{R_c}{R} \right)^2 \beta L (T_p - T_0) - \frac{\rho_m}{\rho_0} \bar{h} \right], \quad (14)$$

где $\bar{h}(t, \xi) = \int_0^t u_{\text{max}}(t, \xi) dt$ – высота подъема дневной поверхности над кровлей плюма при $y = 0$,

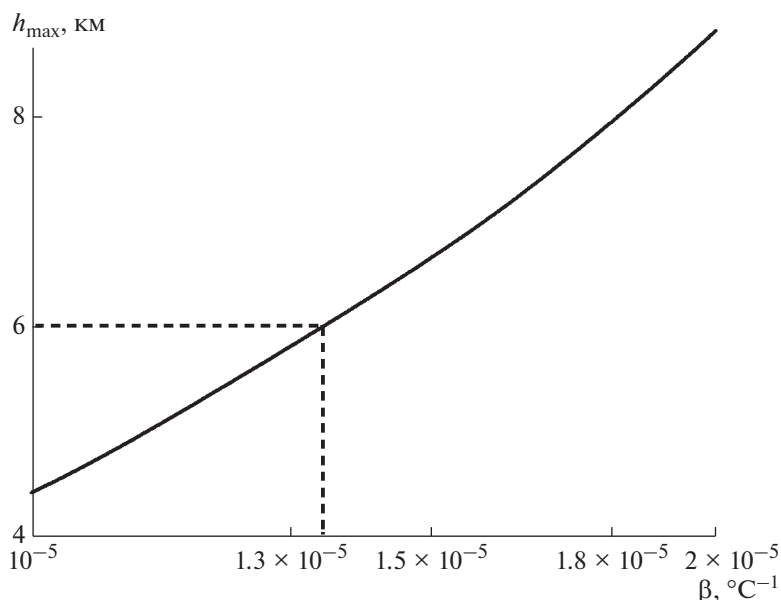


Рис. 2. Зависимость наибольшей высоты поднятия поверхности над плюмом от коэффициента теплового объемного расширения для отношения радиуса сужения канала плюма к радиусу канала $R_c/R = 0.5$ и глубины залегания кровли плюма $X = 30$ км.

u_{\max} – скорость подъема дневной поверхности над кровлей плюма при $y = 0$. При $t \rightarrow \infty$, $U \rightarrow 0$ и $u_{\max} \rightarrow 0$ и максимальная высота поднятия поверхности над плюмом при $y = 0$

$$h_{\max} = (R_c/R)^2 \beta x_{\text{пр}} (T_p - T_0) (\rho_0/\rho_m). \quad (15)$$

Решение системы уравнений (13)–(15) выполнялось численно методом последовательных приближений. Принимались следующие значения параметров: $\rho_0 = 4500$ кг/м³, $\rho_m = 3200$ кг/м³, $\eta_m = 10^{21}$ (Н·с)/м², $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$ 1/°С, $R_c = 0.5R$, $T_p - T_0 = 440^\circ\text{С}$, $X = 3 \times 10^4$ м ($x_{\text{пр}} = H - X = 2.85 \times 10^6$ м). Согласно соотношению (4), тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающей мантии в условиях стационарной теплопроводности, когда кровля плюма находится на глубине $X = 30$ км, равна $N_{x,\text{пр}} = 1.18 \times 10^{10}$ Вт для $\lambda = 6$ Вт/м·°С. Тогда, согласно соотношению (2), диаметр канала плюма $d = 10.16$ км для $\Delta T_s = 15^\circ\text{С}$, $v = 2$ м²/с и $a = \lambda/C\rho_0 = 1.11 \times 10^{-6}$ м²/с, где $C = 1200$ Дж/кг·°С – удельная теплоемкость.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характерная наибольшая высота поднятий, полученная в результате решения, $h_{\max} = 4\text{--}6$ км. Представлена зависимость $h_{\max}(\beta)$, полученная согласно соотношению (14), при следующих значениях параметров (рис. 2):

$$\begin{aligned} R_c/R &= 0.5, \quad x_{\text{пр}} = 2.85 \times 10^6 \text{ м} \quad (X = 3 \times 10^4 \text{ м}), \\ \Delta T &= T_p - T_0 = 440^\circ\text{С}, \\ \rho_0 &= 4500 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_m = 3200 \text{ кг/м}^3. \end{aligned}$$

Как следует из рисунка, значения $h_{\max} = 4\text{--}6$ км достигаются при коэффициенте теплового объемного расширения $\beta = 10^{-5}\text{--}1.35 \times 10^{-5}$ 1/°С.

Для $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$ 1/°С получена зависимость времени подъема поверхности до фиксированной высоты h_0 (при $y = 0$) от динамической вязкости массива над кровлей плюма (рис. 3). Например, при динамической вязкости $\eta_m = 10^{21}$ (Н·с)/м² высота поднятия $h_0 = 4$ км (кривая 1) достигается за время $t = 9$ млн лет, высота $h_0 = 4.5$ км (кривая 2) за время $t = 12$ млн лет.

На рисунке 4 представлена высота поднятия поверхности h для различных моментов времени t при вязкости массива над кровлей плюма $\eta_m = 10^{21}$ (Н·с)/м², глубине залегания кровли $X = 3 \times 10^4$ м (30 км), тепловой мощности $N = 1.18 \times 10^{10}$ Вт и диаметре канала плюма $d = 10.16 \times 10^3$ м. Подъем массива над кровлей плюма происходит вследствие сверхлитостатического давления на кровле плюма. Средняя скорость подъема поверхности при $y = 0$ равна $\bar{u}_{\max} = h/t$ и при $\eta_m = 10^{21}$ (Н·с)/м² составляет 0.78 мм/год, 0.59 мм/год, 0.46 мм/год, 0.38 мм/год и 0.31 мм/год для $t = 3, 6, 9, 12$ и 15 млн лет соответственно.

Наблюдается монотонное падение склона поднятия. Производная $dh/dy = \text{tg}\alpha$, где y – горизон-

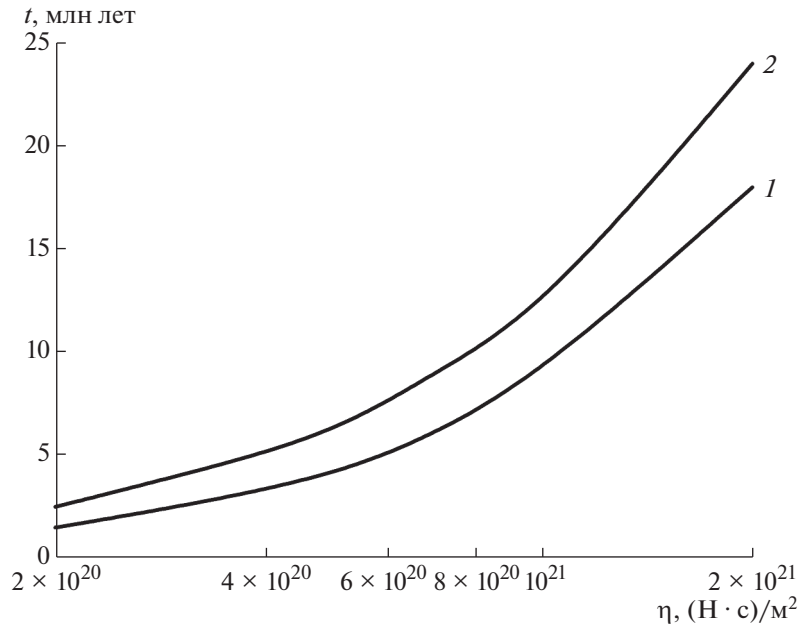


Рис. 3. Зависимость времени образования поднятия от динамической вязкости массива над кровлей плюма для $\beta = 1.1 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $R_c = 0.5R$, $h_{\text{max}} = 4.85 \text{ км}$.
1 – $h_0 = 4 \text{ км}$; 2 – $h_0 = 4.5 \text{ км}$

тальная координата, α – угол наклона поверхности поднятия относительно горизонтали, монотонно уменьшается. В области наибольших значений dh/dy , где величина dh/dy слабо меняется, можно в первом приближении найти среднее значение

производной $k = dh/dy$. В этом случае величина $y_1 = h_{\text{max}}/k$ является характерным горизонтальным размером основной части поднятия. При $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{с)/м}^2$ и $X = 3 \times 10^4 \text{ м}$ находим, что $y_1 = \text{const} = 6.0 \times 10^4 \text{ м}$ при различных значениях t (см. рис. 4), и $k = \text{arctg} \alpha = 0.071$. При значении $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{с)/м}^2$ и глубине залегания кровли плюма $X = 10^5 \text{ м}$ и $1.5 \times 10^5 \text{ м}$ [8] величина y_1 равна соответственно $2 \times 10^5 \text{ м}$ и $3 \times 10^5 \text{ м}$, и $k = \text{arctg} \alpha = 0.02$ и 0.021 . Таким образом, горизонтальный размер основной части поднятия поверхности y_1 возрастает с увеличением глубины расположения кровли плюма X , и согласно результатам расчетов, $y_1 = 2X$.

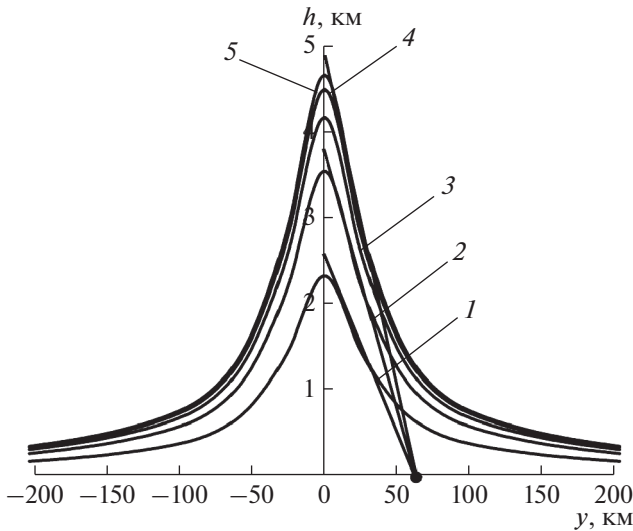


Рис. 4. Высота поднятия, образовавшегося над плюмом, в зависимости от горизонтальной координаты y для различных моментов времени t .
Тепловая мощность плюма $N = 1.18 \times 10^{10} \text{ Вт}$, диаметр канала плюма $d = 10.16 \text{ км}$, вязкость массива над плюмом $\eta_m = 10^{21} \text{ (H} \cdot \text{с)/м}^2$.
1 – $t = 3 \text{ млн лет}$; 2 – $t = 6 \text{ млн лет}$; 3 – $t = 9 \text{ млн лет}$;
4 – $t = 12 \text{ млн лет}$; 5 – $t = 15 \text{ млн лет}$

Как указано выше, при шарообразной поверхности кровли плюма движение в высоковязком массиве над кровлей происходит согласно соотношению (12). Решение (12) было получено для чисел Рейнольдса $Re \ll 1$, в приближениях ползущего течения. Для такого течения инерционные члены в системе уравнений движения пренебрежимо малы по сравнению с членами вязкого трения, и тогда система уравнений движения есть система линейных дифференциальных уравнений второго порядка. В этом случае при исследовании взаимного влияния отдельных плюмов на образование поднятия высота поднятия есть сумма поднятий, образованных отдельными плюмами, оси которых находятся на заданном расстоянии Δu друг от друга. Профили поднятия в вертикальной плоскости, проходящей через главный

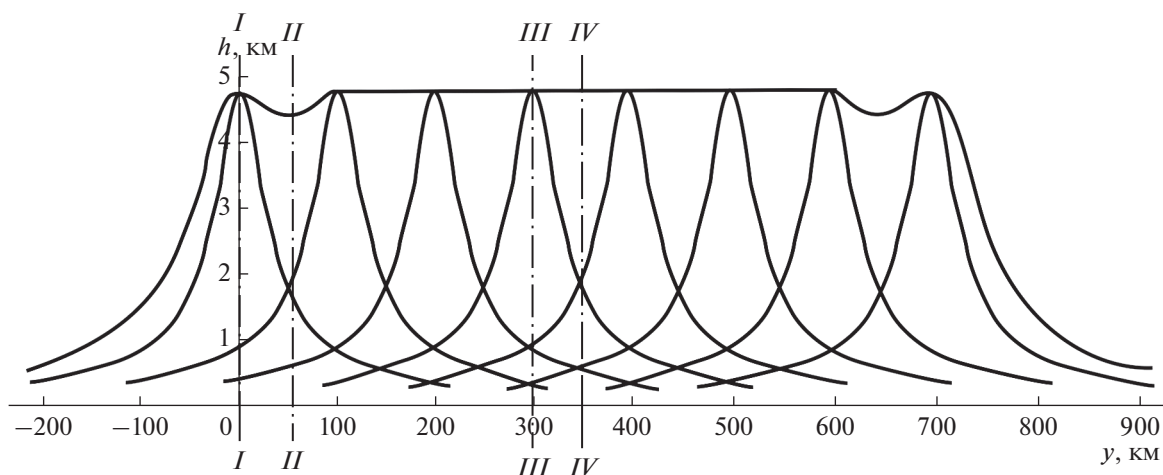


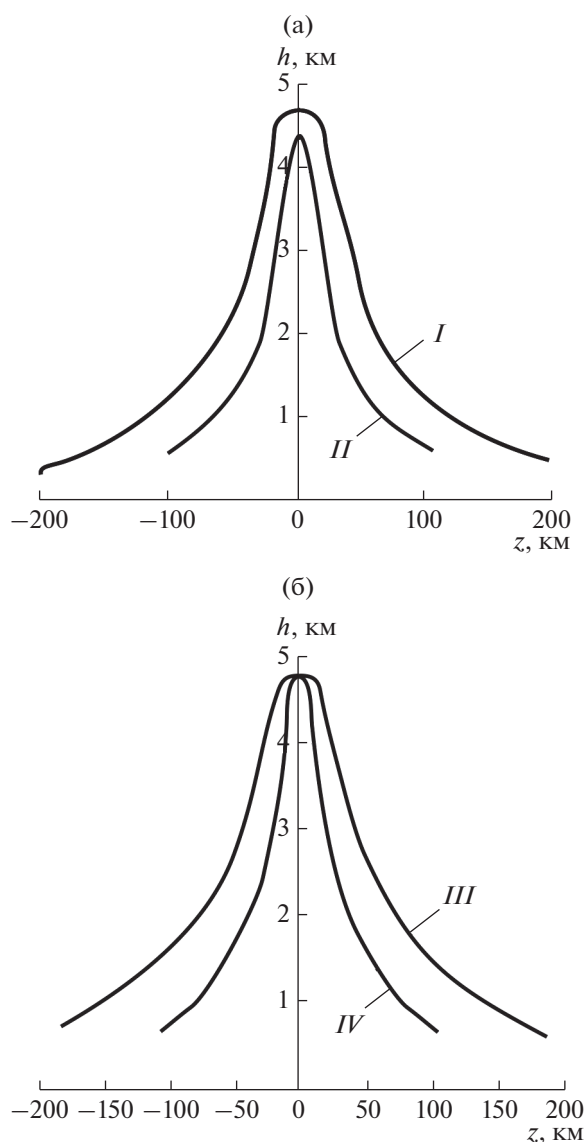
Рис. 5. Суммарная высота поднятия, образованного группой из восьми плюмов, в зависимости от горизонтальной координаты y . Расстояние между осями каналов плюмов $\Delta y = 100$ км, $d = 10.16$ км, $X = 30$ км, $\eta_M = 10^{21}$ (Н · с)/м².

хребет, были определены при линейном расположении осей каналов плюмов для различных расстояний между осями плюмов Δy . Вначале были получены профили поднятия для отдельного плюма для различных моментов времени (см. рис. 4). Затем для расстояния $\Delta y = 100$ км и времени $t = 15$ млн лет определялась высота поднятия при различных значениях горизонтальной координаты y для системы из 8 плюмов (рис. 5). Суммарная высота поднятия для различных y не превышает максимальную высоту поднятия, образованного каждым отдельным плюмом ($h \leq h_{\max}$), так как при $h > h_{\max}$ скорость подъема поверхности $u = 0$, согласно соотношениям (14) и (15). При $\Delta y = 100$ км и значениях $y = 100$ –600 км, имеем $h = h_{\max}$ (см. рис. 5).

Представлены профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, в сечениях $y = 0, 50, 300$ и 350 км (рис. 6; см. рис. 5, линии сечений I–IV). Профили поднятия в сечениях $y = 0$ и 50 км и в сечениях $y = 300$ и 350 км указывают на существование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту (см. рис. 6а, б). Количество таких хребтов соответствует количеству термохимических плюмов, ответственных за образование поднятия. Образование этих хребтов происходит в процессе формирования поднятия.

Представлен профиль поднятия, созданного пятью плюмами, в вертикальной плоскости, проходящей через главный хребет, для $\Delta y = 150$ км

Рис. 6. Поднятие в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту. (а) – профиль поднятия в сечениях y : I – $y = 0$ км; II – $y = 50$ км; (б) – профили поднятия при: III – $y = 300$ км; IV – $y = 350$ км (см. рис. 5).



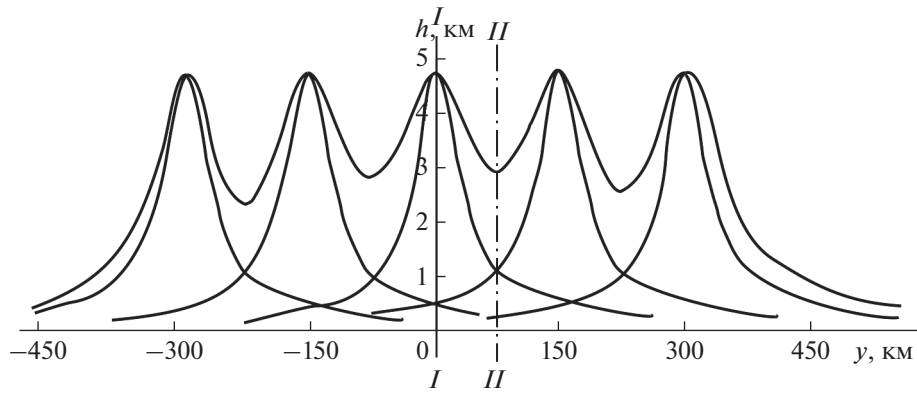


Рис. 7. Суммарная высота поднятия в вертикальной плоскости, проходящей вдоль главного хребта. $\Delta y = 150$ км, $d = 10.16$ км, $X = 30$ км, $\eta_M = 10^{21}$ (Н · с)/м².

(рис. 7). Высота поднятия главного хребта имеет пилообразный вид. Профили поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту, в характерных сечениях *I* и *II*, указывают на образование хребтов, оси которых нормальны к главному хребту (рис. 8).

Таким образом, для системы линейно расположенных плюмов при $\Delta y < 100$ км высота главного хребта постоянная, равная h_{\max} , кроме боковых склонов главного хребта, а при $\Delta y > 100$ км высота главного хребта имеет пилообразный характер.

В геологической практике может возникнуть необходимость определить тепловую мощность на подошве плюма, создавшего поднятие, время образования которого равно t и объем над днев-

ной поверхностью равен V . В качестве примера рассмотрим поднятие над плюмом, представленное на рис. 4. Объем поднятия, образовавшегося за время $t = 15$ млн лет, равен $V = 1/3\pi y_1^2 h = 2.13 \times 10^{13}$ м³ для $y_1 = 6.0 \times 10^4$ м и $h = 4.67 \times 10^3$ м. За время подъема тепловая мощность на подошве плюма $N = \text{const}$. В единицу времени масса поднятия возрастает на величину $\Delta G = \rho V/t = 130.6$ кг/с для плотности поднятых пород $\rho = 2900$ кг/м³. Тепловая мощность на подошве плюма определяется из соотношения $N = \Delta G C/\beta$ [4]. Для удельного увеличения массы поднятия $\Delta G = 130.6$ кг/с, $C = 1.2 \times 10^3$ Дж/кг · °С и $\beta = 1.1 \times 10^{-5}$ °С⁻¹ получаем $N = 1.18 \times 10^{10}$ Вт. Эта мощность соответствует величине мощности, определенной выше по количеству тепла, отданного от канала плюма в окружающий массив.

Медленные вертикальные движения земной коры, вследствие которых создаются значительные поднятия, детально исследовал В.В. Белюсов [1], который установил, что на месте таких хребтов, как Кавказ, Альпы, Тянь-Шань в конце палеогена–начале миоцена, был, если не равнинный рельеф, то – пологий, слегка холмистый, рельеф. Лишь позже начался этап новейшей тектонической активности, или неотектонический этап, когда на поверхности всех континентов поднялись современные горные хребты [1]. Для Кавказа общая протяженность $y \approx 1200$ км, максимальная высота поднятия $h_{\max} = 4-5$ км, величина $y_1 = 70-80$ км и средняя скорость подъема поверхности составляет 0.25–0.3 мм/год [1, 13]. Результаты исследований, представленные в настоящей статье, показали, что для поднятия, образованного группой плюмов, общая протяженность $y = 1000-1200$ км, $h_{\max} = 4.7$ км, величина $y_1 = 60$ км, скорость подъема поверхности, усредненная за время $t = 15$ млн лет, равна 0.31 мм/год. Таким образом, параметры поднятия, образован-

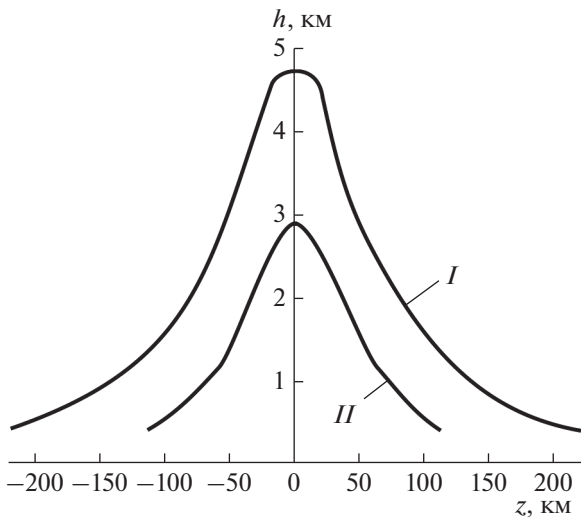


Рис. 8. Высота поднятия в вертикальной плоскости, нормальной к главному хребту. *I* – сечение в плоскости, проходящей через вершину главного хребта; *II* – сечение в плоскости, проходящей через минимальную высоту главного хребта (см. рис. 7).

ного группой плюмов (y, h_{\max}, y_1 , средняя скорость подъема поверхности), близки к параметрам поднятия Кавказа.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Поднятия над плюмами, которые не достигли поверхности, образуются в результате гидродинамического воздействия сверхлитостатического давления на массив над кровлей плюма, остановившегося в литосфере. С увеличением глубины расположения кровли плюма X увеличивается горизонтальный размер основной части поднятия поверхности, и имеет место зависимость $y_1 = 2X$, где y_1 — область, в которой угол склона поднятия постоянный.

2. Крупные поднятия (горные хребты и плато) образуются семействами плюмов, не вышедших на поверхность. Получены профили поднятий, образовавшихся вследствие действия групп из пяти и восьми линейно расположенных плюмов. При линейном расположении осей каналов плюмов на расстоянии $\Delta y < y_1$ друг от друга высота главного хребта $h_{\max} = \text{const}$. При $\Delta y > y_1$ высота главного хребта имеет пилообразный характер.

3. Хребты, оси которых нормальны к главному хребту, образуются в процессе формирования поднятия и соответствуют количеству плюмов, влияющих на образование поднятия. При расположении кровли плюма на глубине $X = 3 \times 10^4$ м и вязкости массива над кровлей $\eta_m = 10^{21}$ (Н · с)/м² время образования поднятия $t \approx 15$ млн лет, параметры поднятия, образованного группой плюмов, близки к параметрам поднятия Кавказа.

Благодарности. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав—твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. МЖГ. 2012. № 4. С. 5—22.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Физико-химические условия на границе ядро-мантия и образование термохимических плюмов // ДАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 797—801.
4. 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.
5. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983. 300 с.
6. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057—1073.
7. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника. 2016. № 2. С. 78—92.
8. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Мантийные термохимические плюмы и их влияние на формирование поднятий // Геотектоника. 2015. № 4. С. 86—96.
9. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Нестационарный кондуктивный теплообмен на цилиндрической поверхности канала плюма // Теплофизика и аэромеханика. 2021. Т. 28. № 5. С. 771—780.
10. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Термохимическая теория геодинамической эволюции // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 365—368.
11. Трубицын В.П., Харьбин Е.В. Термохимические мантийные плюмы // ДАН. 2010. № 5. С. 683—685.
12. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. — М.: Наука, 1974. 742 с.
13. Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. — М.: Наука, 1993. 192 с.
14. Burov E., Guillou-Frottier L. The plume head—continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 161. P. 469—490.
15. Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. Plume head—lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics. 2007. Vol. 434. P. 15—38.
16. Camp V.E., Ross M.E. Mantle dynamics and genesis of mafic magmatism in the intermontane Pacific Northwest // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. No. B08204. <https://doi.org/10.1029/2003JB002838>
17. Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes // GSA Spec. Pap. Vol. 352. P. 5—21.
18. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. — NY: Cambridge Univ. Press, 2001. 306 p.
19. Dalloubeix C., Fleitout L. Convective thinning of the lithosphere: A model constrained by geoid observations // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. Vol. 57. P. 330—343.
20. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.A., Kiryashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 66—92.
21. Ernst R.E. Large igneous provinces. — Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
22. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. Vol. 31. P. 469—523.

23. Giese P. Moho Discontinuity, In: *Encyclopedia of Geology*, Ed by R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer, (Amsterdam, Elsevier, 2005), P. 645–659.
24. Griffiths R.W., Campbell I.H. Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. No. B11. P. 18295–18310.
25. Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 99. P. 66–78.
26. Kameyama M., Harada A. Supercontinent cycle and thermochemical structure in the mantle: inference from two-dimensional numerical simulations of mantle convection // *Geosciences*. 2017. Vol. 7. No. 126. <https://doi.org/10.3390/geosciences7040126>
27. Lin S.-C., van Keken P.E. Dynamics of thermochemical plumes: 1. Plume formation and entrainment of a dense layer // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Q02006. <https://doi.org/10.1029/2005GC001071>
28. Lin S.-C., van Keken P.E. Dynamics of thermochemical plumes: 2. Complexity of plumes structures and implications for the mapping of mantle plumes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Q03003. <https://doi.org/10.1029/2005GC001072>
29. Liu M., Chase C.G. Evolution of midplate hotspot swells: numerical solutions // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B5. P. 5571–5584.
30. Rainbird R.H., Ernst R.E. The sedimentary record of mantle-plume uplift // *GSA Spec. Pap.* 2001. Vol. 352. P. 227–245.
31. Rudnik R., Gao S. Composition of the Continental Crust, In: *Treatise on Geochemistry Vol. 4. The Crust*, Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian, (Amsterdam, Elsevier. 2014), P. 1–51.
32. Samuel H., Farnetani C.G. Thermochemical convection and helium concentrations in mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 207. P. 39–56.
33. Sengör A.M.C. Elevation as indicator of mantle-plume activity // *GSA Spec. Pap.* 2001. Vol. 352. P. 183–225.
34. Wang Y., Li M. The interaction between mantle plumes and lithosphere and its surface expressions: 3-D numerical modelling // *Geophys. J. Int.* 2021. Vol. 225. P. 906–925.
35. Watson S., McKenzie D. Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32. Pt. 3. P. 501–537.
36. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B6. P. 7685–7729.

Conditions for the Formation of Uplift by Plume That Has Not Reached the Surface

A. A. Kirdyashkin^a, *, A. G. Kirdyashkin^a

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Academician Koptyug prosp., bld. 3, 630090 Novosibirsk, Russia*

*e-mail: aak@igm.nsc.ru

The thermal and hydrodynamic structure of conduit of plume that has not reached the surface, is presented. The relations for determining the thermal power, the plume conduit diameter and the maximum elevation height of such plume are presented. The superlithostatic pressure at the plume roof defines vertical forces directed from the bottom upwards. The relations for the superlithostatic pressure are presented and its value is estimated. Hydrodynamic processes in the block above the plume roof are considered in the stationary approximation using the model of high-viscosity Newtonian fluid. The plume roof is assumed to be spherical. Due to the flow in the high-viscosity block, an uplift of the day surface is formed above the plume roof. The maximum elevation height has been determined. The dependence of the elevation height on the horizontal coordinate for different times is obtained. Calculations have shown that the horizontal size of the main part of the elevation y_1 increases with increasing depth of the plume roof. The elevation profiles in the vertical plane passing through the main ridge are obtained for different distances between the plume axes Δy . Such profiles are constructed for systems of eight and five linearly arranged plumes. Elevation profiles in the vertical plane normal to the main ridge indicate the existence of ridges whose axes are normal to the main ridge. Such ridges are formed during formation of the uplift, their number is equal to the number of thermochemical plumes responsible for the uplift formation. In case when $\Delta y > y_1$, the height of the main ridge has saw-toothed character. Calculations show that the parameters of the uplift formed by the group of plumes are close to the parameters of the uplift of the Caucasus.

Keywords: thermochemical plumes, thermal power, diameter of the plume conduit, plume roof, superlithostatic pressure, elevation height, length of the main elevation part, elevation profile, the main ridge