

## ГЕОТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ

Научная статья

УДК 551.2: 551.14: 536.25

doi: 10.17223/25421379/23/3

### ПРОФИЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ И В МАНТИИ ПОД КОНТИНЕНТОМ

Анатолий Григорьевич Кирдяшкин<sup>1</sup>, Алексей Анатольевич Кирдяшкин<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>1</sup> agk@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> aak@igm.nsc.ru



**Аннотация.** Найдено распределение температуры в верхней мантии под континентом и в нижней мантии. В континентальной литосфере решение получено в приближении кондуктивного теплообмена с внутренними источниками тепла в коровом слое. Профили температуры по толщине верхней и нижней мантии получены с использованием результатов экспериментального и теоретического моделирования свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое вязкой жидкости, нагреваемого снизу и охлаждаемом сверху.

**Ключевые слова:** континентальная литосфера, астеносфера, нижняя мантия, экспериментальное и теоретическое моделирование, свободноконвективные течения, горизонтальный слой вязкой жидкости, распределение температуры

**Источник финансирования:** Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

**Для цитирования:** Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Профиль температуры в континентальной литосфере и в мантии под континентом // Геосферные исследования. 2022. № 2. С. 47–56. doi: 10.17223/25421379/23/3

Original article

doi: 10.17223/25421379/23/3

### TEMPERATURE PROFILE IN THE CONTINENTAL LITHOSPHERE AND IN THE MANTLE BENEATH A CONTINENT

Anatoly G. Kirdyashkin<sup>1</sup>, Alexey A. Kirdyashkin<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

<sup>1</sup> agk@igm.nsc.ru

<sup>2</sup> aak@igm.nsc.ru

**Abstract.** To study the structure and composition of the upper mantle as well as to determine its physical properties, it is necessary to know the temperature distribution in it. In studies of the temperature field during the subduction, it is necessary to know the temperature boundary conditions in the upper mantle at the continental limb of the subduction zone. To find the temperature distribution in the upper mantle, it is necessary to know the temperature conditions at the upper – lower mantle boundary. These conditions can result from the analysis of heat transfer in the lower mantle.

The temperature distribution in the continental lithosphere is obtained in the approximation of conductive heat transfer with internal heat sources in the crustal layer. The distribution of radioactive heat release through the thickness of the crustal layer is approximated by an exponential law. The temperature distribution through the thickness of the continent away from the subduction zone is compared with the temperature conditions of Northern Lesotho lherzolites. The latter agree closely with the calculated temperature profile.

A three-layered structure of the upper mantle in the continental limb of the subduction zone is considered. The upper layer is represented by the continental lithosphere. The asthenospheric layer underlies the lithosphere extending to a depth of 410 km. The layer C is below the asthenosphere. Such a three-layer structure is obtained on the basis of the density and seismic velocity distribution in the Earth's mantle (PREM). The lithospheric mantle is highly viscous, its kinematic viscosity is  $\nu_1 \approx 10^8\text{--}10^{19}$  m<sup>2</sup>/s. The kinematic viscosity of the asthenospheric layer ( $\nu_a \approx 10^{14}$  m<sup>2</sup>/s) was estimated earlier on the basis of our experimental and theoretical modeling. In the present paper the kinematic viscosity of layer C ( $\nu_c \approx 4 \times 10^{15}$  m<sup>2</sup>/s) is estimated. The analysis of heat transfer in the lithosphere is carried out in the approximation of conductive heat transfer (the kinematic viscosity is  $\nu_1 \rightarrow \infty$ ). The analysis of heat transfer in the asthenosphere and the layer C is performed in the approximation of free-convective heat

transfer. The asthenospheric layer and the layer C are separated by the "olivine–wadsleyite" phase transition. The temperature distribution in the asthenospheric layer and the layer C is obtained on the basis of experimental data on convective heat transfer in the horizontal liquid layer heated from below and cooled from above. The temperature distribution in the lower mantle was based on the results of experimental modeling of free-convection flows in the horizontal layer heated from below for the Rayleigh number  $Ra = 10^6$ – $10^7$  i.e., for turbulent regime of free convection.

**Keywords:** continental lithosphere, asthenosphere, lower mantle, experimental and theoretical modeling, free-convective flows, horizontal liquid layer, temperature distribution

**Source of funding:** Work is done on state assignment of IGM SB RAS with financial support of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

**For citation:** Kirdyashkin, A.G., Kirdyashkin, A.A. (2022) Temperature profile in the continental lithosphere and in the mantle beneath a continent. *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 47–56. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/23/3

## Введение

Для исследования строения и состава верхней мантии, определения ее физических свойств необходимо знать распределение температуры в ней [Добрецов и др., 2001; Turcotte, Schubert, 2002]. В исследованиях [Anderson, 1980; Cammarano et al., 2003; Кусков, Кронрод, 2006; Röhm et al., 2000] профиль температуры в верхней мантии под континентом определен на основе сейсмических данных с учетом различных моделей ее состава. Построены континентальные геотермы, согласующиеся с оценками  $P$ - $T$ -условий для ксенолитов в кимберлитах [Jeanloz, Morris, 1986; McKenzie et al., 2005]. В [Turcotte, Schubert, 2002] геотерма получена, исходя из решения задачи о стационарной теплопроводности, и для экспоненциального закона убывания радиогенного тепловыделения в континентальной коре с глубиной. Континентальные геотермы рассчитываются для различных тепловых потоков на поверхности и для случая нестационарной теплопроводности [Jaupart, Mareschal, 2007].

В наших работах [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2013, 2014] и в настоящей статье конвектирующая верхняя мантия рассматривается как двухслойная, представленная астеносферой и слоем  $C$  (переходной зоной мантии). В континентальной области над ними залегает континентальная литосфера. Двухслойная структура верхней мантии следует из распределения скорости сейсмических волн ( $v_p$ ,  $v_s$ ) и плотности в модели PREM [Anderson, 2007; Dziewonski, Anderson, 1981; Жарков, 1983; Hofmeister, 2019]. В настоящей статье сначала представлено распределение температуры в континентальной литосфере в приближении высоковязкой жидкости и в условиях кондуктивного теплопереноса. Затем получено распределение температуры в астеносфере и слое  $C$  на основе экспериментального и теоретического моделирования свободноконвективных течений в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемого снизу и охлаждаемого сверху. Найдено распределение температуры по толщине нижней мантии также

в условиях свободной конвекции в модели горизонтального слоя вязкой жидкости, подогреваемого снизу, с учетом влияния сферичности в пограничных слоях на кровле и подошве нижней мантии.

## Распределение температуры в континентальной литосфере

Рассмотрим вначале теплообмен в континентальной литосфере (рис. 1). Анализ теплообмена в литосфере будем проводить в приближении кондуктивного теплообмена. Распределение радиоактивного тепловыделения по толщине корового слоя можно аппроксимировать экспоненциальным законом

$$Q = Q_{\text{п}} e^{-x/x_{\text{ор}}},$$

где  $Q_{\text{п}}$  – среднее значение интенсивности генерации радиоактивного тепла в приповерхностных породах региона,  $x$  – глубина,  $x_{\text{ор}}$  – характерный масштаб убывания радиогенного тепловыделения с глубиной [Добрецов и др., 2001]. В этом случае профиль сверхадиабатической температуры по толщине континента описывается уравнением

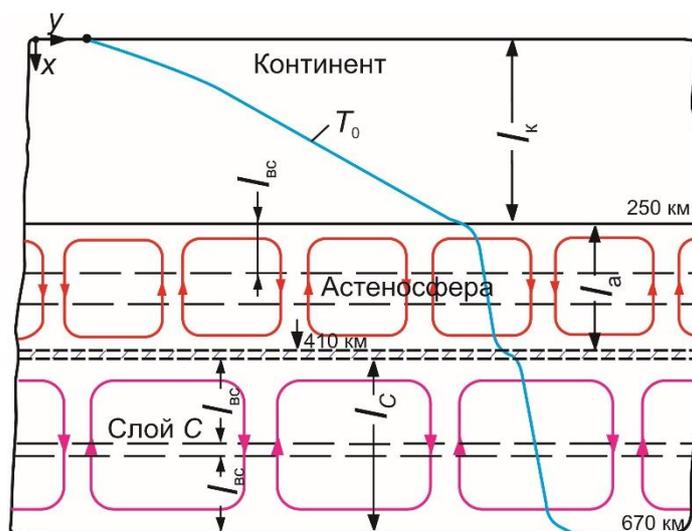
$$T_{\text{ca}} = q_{\text{вм}} x / \lambda_{\text{к}} + (Q_{\text{п}} x_{\text{ор}}^2 / \lambda_{\text{к}}) [1 - e^{-x/x_{\text{ор}}}] + T_{\text{п}}, \quad (1)$$

где  $q_{\text{вм}}$  – удельный тепловой поток из мантии к континенту,  $\lambda_{\text{к}}$  – коэффициент теплопроводности,  $T_{\text{п}}$  – температура на поверхности Земли [Добрецов и др., 2001; Turcotte, Schubert, 2002].

В области  $x < 200$  км адиабатический градиент температуры  $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,75$  °C/км, а в области  $200 < x < 500$  км,  $(\partial T / \partial x)_{\text{ад}} = 0,56$  °C/км [Жарков, 1983]. Распределение температуры по толщине континента вычисляется с учетом сверхадиабатической температуры:

$$T = T_{\text{ca}} + (\partial T / \partial x)_{\text{ад}} x. \quad (2)$$

Профиль температуры по толщине континента вдали от зоны субдукции будем находить при средних значениях параметров для континента:  $q_{\text{п}} = 0,052$  Вт/м<sup>2</sup> – удельный тепловой поток на поверхности Земли,  $Q_{\text{п}} = 1,82 \times 10^{-6}$  Вт/м<sup>3</sup>,  $x_{\text{ор}} = 2,2 \times 10^4$  м,  $\lambda_{\text{к}} = 3$  Вт/м · °C,  $T_{\text{п}} = 0$ , толщина литосферы  $l_{\text{к}} = 2,5 \times 10^5$  м. При этих параметрах  $q_{\text{вм}} = q_{\text{п}} + Q_{\text{п}} x_{\text{ор}}$ , т.е.  $q_{\text{вм}} = 0,012$  Вт/м<sup>2</sup>.

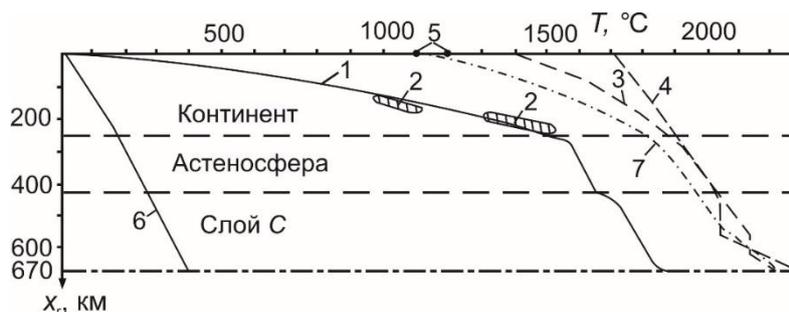


**Рис. 1. Схема свободноконвективных течений в верхней мантии под континентом**

Подошва континентальной литосферы расположена на глубине 250 км. Под континентальной литосферой толщиной  $l_k$  залегает астеносферный слой толщиной  $l_a$ , под которым находится слой С (переходная зона мантии) толщиной  $l_c$ . Свободноконвективные течения в астеносфере и слое С показаны в соответствии с данными лабораторного моделирования в горизонтальном слое вязкой жидкости, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, 1989; Кирдяшкин и др., 2006]. Вблизи границ слоев формируются конвективные валики, направление течения в которых перпендикулярно к направлению течения в крупномасштабных ячейках, изображенных на рисунке.  $l_{bc}$  – высота конвективных валиков вблизи границ слоев,  $T_0$  – схематически изображенный профиль температуры в литосфере и верхней мантии

**Fig. 1. Diagram of free-convection flows in the upper mantle beneath the continent**

The base of the continental lithosphere is located at a depth of 250 km. The lithosphere thickness is  $l_k$ . The asthenospheric layer of thickness  $l_a$  lies below the continental lithosphere. The layer C (mantle transition zone) with thickness  $l_c$  lies below the asthenosphere. Free-convection flows in the asthenosphere and layer C are shown in accordance with laboratory modeling data for a horizontal layer of a viscous liquid heated from below and cooled from above [Dobretsov et al., 2001; Kirdyashkin, 1989; Kirdyashkin et al., 2006]. Convection rolls are formed at the boundaries of the layers. The roll flow direction is perpendicular to the flow direction in the large-scale cells shown in the figure.  $l_{bc}$  is the height of the convective rolls at the layer boundary,  $T_0$  is the schematically depicted temperature profile in the lithosphere and upper mantle



**Рис. 2. Распределение температуры в верхней мантии под континентом**

1 – профиль температуры в верхней мантии, построенный на основании закономерностей свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу; 2 – условия формирования лерцолитов Северного Лесото [Сурков, 2003]; 3 – кривая плавления перидотита KLB-1 [Herzberg, Zhang, 1996]; 4 – кривая плавления вещества верхней мантии согласно расчетам [Walzer et al., 2004]; 5 – температура плавления сухого и водосодержащего базальта согласно экспериментальным исследованиям [Perchuk, Kushiro, 1985]; 6 – распределение адиабатической температуры, 7 – кривая плавления базальта [Yasuda et al., 1994]

**Fig. 2. The temperature distribution in the upper mantle beneath the continent**

1 – temperature profile in the upper mantle constructed on the basis of regularities of free-convective heat transfer in a horizontal layer heated from below; 2 – conditions of formation of the Northern Lesotho lherzolites [Surkov, 2003]; 3 – melting curve of peridotite KLB-1 [Herzberg, Zhang, 1996]; 4 – the melting curve of the upper mantle according to calculations [Walzer et al., 2004]; 5 – melting point of dry and hydrous basalt according to experimental studies [Perchuk, Kushiro, 1985]; 6 – adiabatic temperature distribution, 7 – melting curve of basalt [Yasuda et al., 1994]

Профиль температуры, вычисленный по соотношениям (1) и (2) до глубины  $x_0 = 250$  км, представлен на рис. 2 (профиль 1). На этом же рисунке представлены температурные условия формирования лерцолитов Северного Лесото (2) [Сурков, 2003]. Они согласуются с вычисленным профилем температуры. Температура на подошве континента (при  $l_k = 2,5 \times 10^5$  м) равна  $T_k = 1\,472$  °С.

### Распределение температуры в астеносфере и слое С под континентом

При исследовании поля температуры в процессе развития субдукции необходимо знать температурные граничные условия в верхней мантии на континентальном крыле субдукционной зоны. Для нахождения распределения температуры в верхней мантии необходимо знать температурные условия на границе верхняя–нижняя мантия, которые могут быть оценены при исследовании теплообмена в нижней мантии.

Рассмотрим теплообмен в верхней мантии под континентом. Структура мантии в континентальной области (применительно к субдукции – на континентальном крыле зоны субдукции на значительном удалении от желоба), как и под океанами, – многослойна. Верхний слой в океанической области – океаническая литосфера, под ним залегает астеносферный слой до глубины 410 км. Нижний слой верхней мантии – слой С. Астеносфера отделена от слоя С границей фазового перехода оливин–вадслеит. В континентальной области верхний слой представлен континентальной литосферой, затем следуют астеносферный слой до глубины 410 км и далее слой С (см. рис. 1).

Такая многослойная структура получена на основе распределения плотности в мантии Земли, которая найдена по измерениям скорости сейсмических волн [Жарков, 1983]. Таким образом, мантия устойчиво стратифицирована по плотности, т.е., плотность возрастает с глубиной. Литосферная мантия – высоковязкая, ее кинематическая вязкость  $\nu_l \approx 10^{18}–10^{19}$  м<sup>2</sup>/с [Добрецов и др., 2001; Strehlau, Meissner, 1987]. Астеносферный слой относительно литосферы низковязкий ( $\nu_a \approx 10^{14}$  м<sup>2</sup>/с) [Кирдяшкин и др., 2006], как и слой С ( $\nu_C \approx 4 \times 10^{15}$  м<sup>2</sup>/с; см. ниже). Анализ теплообмена в астеносфере и слое С будем проводить в приближении свободноконвективного теплообмена.

Как указано ранее, астеносферный слой и слой С разделены по границе фазового перехода оливин–вадслеит, расположенной на глубине 410 км. Превращение оливина в вадслеит сопровождается скачком плотности  $\Delta\rho/\rho = 0,07$ , наклон кривой фазового равновесия составляет  $\gamma = dP/dT = 3 \times 10^6$  Па/°С, где

$P$  – давление,  $T$  – температура [Bina, Helffrich, 1994; Schubert et al., 2001]. Безразмерная величина  $\bar{\gamma} = \gamma\Delta T/\rho g l$ , где  $\Delta T$  – перепад температуры в слое,  $\rho$  – плотность,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $l$  – толщина слоя. Для  $\gamma = 3 \times 10^6$  Па/°С,  $\Delta T = 200$  °С,  $\rho = 3\,700$  кг/м<sup>3</sup> и  $l = 410$  км находим  $\bar{\gamma} = 0,04$ . Для границы 670 км для абсолютной величины  $\gamma$ , равной  $1 \times 10^6$  Па/°С [Faccenda, Dal Zilio, 2017], скачка плотности  $\Delta\rho/\rho \approx 0,09$  [Трубицын и др., 2008],  $\Delta T = 400$  °С,  $\rho = 4\,100$  кг/м<sup>3</sup> и  $l = 670$  км получаем  $\bar{\gamma} = 0,015$  и величину плотностного отношения  $R_p = \Delta\rho/\rho\beta\Delta T = 7,5$ , где  $\beta = 3 \times 10^{-5}$  °С<sup>-1</sup> – коэффициент теплового объемного расширения.

Согласно численным решениям [Трубицын и др., 2008], при  $\bar{\gamma} = 0,015–0,04$  число Нуссельта  $Nu = ql/\Delta T\lambda$  возрастает на несколько процентов по сравнению с числом Нуссельта для  $\bar{\gamma} = 0$ . Средняя скорость восходящего конвективного течения при наличии фазового перехода возрастает не более чем на 10 % от скорости при  $\bar{\gamma} = 0$ . Решения получены при одинаковом значении кинематической вязкости  $\nu$  выше и ниже фазовой границы. Таким образом, влиянием фазового перехода на тепло- и массообмен можно пренебречь.

Оценим вязкость в слое С. Ее можно определить, анализируя теплообмен в слое С под океаном. В статьях [Кирдяшкин и др., 2006; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008] было представлено лабораторное и теоретическое моделирование свободноконвективных течений в астеносфере под океаном. Теплофизическая модель астеносферы представляет собой слой, подогреваемый в области оси срединно-океанического хребта (СОХ) и охлаждаемый сверху (на границе литосфера–астеносфера); нижняя граница слоя адиабатическая [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. На основе экспериментальных и теоретических исследований в горизонтальном слое в условиях свободной конвекции при подводе тепла у одного из торцов и охлаждении сверху (нижняя граница адиабатическая) установлена зависимость коэффициента кинематической вязкости от параметров астеносферного слоя [Кирдяшкин и др., 2006]:

$$\nu = \frac{\beta g}{a} \left( \frac{\lambda}{Q_0} \right)^2 \left( \frac{\Delta T_{\max} l}{8} \right)^3, \quad (3)$$

где  $\Delta T_{\max} = T_{\max} - T_{\text{кр}}$ ,  $T_{\max}$  – максимальная температура в подъемном потоке у кровли астеносферного слоя,  $T_{\text{кр}}$  – температура охлаждаемой кровли,  $l$  – толщина слоя,  $Q_0$  – количество тепла, подводимого подъемным потоком в области оси срединно-океанического хребта (СОХ) на 1 погонный метр вдоль нее,  $a$  – коэффициент температуропроводно-

сти. В работе [Кирдяшкин и др., 2006] показано, что количество тепла, подводимого на оси  $COX$ , –  $Q_0 = q_{ок}X_0$ , где  $q_{ок}$  – средний удельный тепловой поток от океанического дна,  $X_0$  – горизонтальный размер астеносферного слоя ( $X_0/l \gg 1$ ). Согласно [Кирдяшкин и др., 2006], для астеносферного слоя  $\nu_a = 10^{14} \text{ м}^2/\text{с}$ .

В слое  $C$  граничные условия следующие: охлаждение сбоку (в зоне субдукции) и нагрев слоя на границе верхняя–нижняя мантия, расположенной на глубине 670 км; верхняя граница адиабатическая. Таким образом, задача о теплообмене в слое  $C$  сводится к задаче о теплообмене при свободной конвекции в астеносфере. В этом случае соотношение (3) справедливо для слоя  $C$ , где  $\Delta T_{\max} = T_2 - T_{\min}$ ,  $T_2$  – температура на границе верхняя–нижняя мантия и  $T_{\min}$  – минимальная температура в опускном потоке в зоне субдукции,  $Q_2 = q_2X_0$  [Вт/м] – количество тепла, отводящегося опускным субдукционным потоком. Принимаем значения параметров:  $\beta = (2-5) \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $\lambda = 3,5-4 \text{ Вт/м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\rho = 3900 \text{ кг/м}^3$ ,  $a = \lambda/c\rho = (7,5-8,5) \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $q_2 = 0,06 \text{ Вт/м}^2$ ,  $X_0 = 3 \times 10^6 \text{ м}$ ,  $\Delta T_{\max} = 850 \text{ }^\circ\text{C}$  [Кирдяшкин и др., 2006; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. Тогда из соотношения (3) получаем кинематическую вязкость слоя  $C$ :  $\nu_C = (2,1-6,0) \times 10^{15} \text{ м}^2/\text{с}$ . Таким образом, кинематическая вязкость слоя  $C$  в 21–60 раз больше, чем вязкость астеносферы.

В условиях свободной конвекции в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, при различии в вязкостях двух слоев более чем на порядок эффект проницаемости фазовой границы снижается по сравнению со случаем, когда слои имеют одинаковую вязкость. Поэтому рассматриваем слой  $C$  и астеносферный слой как слои, разделенные границей фазового перехода.

Вдали от области контакта субдуцирующей плиты с континентальным крылом теплообмен в астеносфере под континентом и в слое  $C$  происходит в условиях свободной конвекции, и моделью астеносферного слоя и слоя  $C$  служит горизонтальный слой вязкой жидкости, подогреваемый снизу и охлаждаемый сверху [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2008]. При числах Рэлея  $Ra = \beta g \Delta T l^3 / \nu a > 10^5$  закон теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, согласно экспериментам [Добрецов и др., 2001]:

$$Nu = 0,1Ra^{1/3}. \quad (4)$$

где  $Nu = q_{\text{вм}} / \Delta T \lambda$  – критерий Нуссельта (безразмерный коэффициент теплообмена),  $q_{\text{вм}}$  – удельный тепловой поток в верхней мантии (в астеносфере и слое  $C$ ),  $l$  – толщина слоя,  $\Delta T$  – перепад температуры между горизонтальными границами слоя,  $\beta$  – коэффициент объемного теплового расширения,

$a = \lambda/c\rho$  – коэффициент температуропроводности,  $c$  – теплоемкость. Из соотношения (4) следует, что удельный тепловой поток через слой не зависит от толщины слоя:  $q = 0,1\lambda\Delta T^{4/3}(\beta g/\nu a)^{1/3}$ .

Дальнейший анализ показал, что в слое астеносферы  $Ra_a = 5,2 \times 10^5$  и в слое  $C$   $Ra_C = 4,7 \times 10^5$ , т.е.  $Ra > 10^5$ . Сверхадиабатический перепад температуры в астеносфере и слое  $C$ , согласно (4), определяется из соотношения

$$\Delta T = (10q/\lambda)^{3/4}(\nu a/\beta g)^{1/4}. \quad (5)$$

Тепловой поток на границе фазового перехода 410 км

$$q_{410} = q_{\text{вм}}[R_3/(R_3 - 410)]^2, \quad (6)$$

где  $R_3 = 6370$  км – радиус Земли. Из соотношения (6) для полученного выше теплового потока и  $q_{\text{вм}} = 0,012 \text{ Вт/м}^2$  находим  $q_{410} = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$ .

При значениях параметров для астеносферы под континентом:  $\lambda = 3,8 \text{ Вт/м} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $c = 1200 \text{ Дж/кг} \cdot \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\rho = 3,2 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ,  $\beta = 3 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ,  $a = 9,9 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\nu_a = 10^{14} \text{ м}^2/\text{с}$  [Добрецов и др., 2001],  $q = q_{410} = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$ , – из соотношения (5) определяем сверхадиабатический перепад температуры в астеносферном слое:  $\Delta T_a = 63 \text{ }^\circ\text{C}$ . Для слоя  $C$  при указанных параметрах и  $\nu_C = 3,8 \times 10^{15} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $q = 0,0137 \text{ Вт/м}^2$  из соотношения (5) следует, что сверхадиабатический перепад температуры в нем  $\Delta T_C = 156,5 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Температура на границе астеносферы и слоя  $C$   $T_{a-C} = T_k + \Delta T_a + (\partial T/\partial x)_{\text{ад}}l_a$ . При значениях  $T_k = 1472 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T_a = 63 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $(\partial T/\partial x)_{\text{ад}} = 0,56 \text{ }^\circ\text{C/км}$ ,  $l_a = 170 \text{ км}$  получаем  $T_{a-C} = 1630 \text{ }^\circ\text{C}$ . Температура на подошве слоя  $C$  (на границе верхняя–нижняя мантия)  $T_2 = T_{a-C} + \Delta T_C + (\partial T/\partial x)_{\text{ад}}l_C$ , и при  $l_C = 250 \text{ км}$  получаем  $T_2 = 1932 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Среднее значение перепада температуры в тепловом пограничном слое на нагреваемой горизонтальной пластине составляет  $\Delta T_{\text{пс}} = 0,5\Delta T$ , где  $\Delta T$  – перепад температуры между нагреваемой и охлаждаемой ограничивающими поверхностями горизонтального слоя; перепад температуры в кондуктивном подслое теплового пограничного слоя [Добрецов и др., 2001; Кутателадзе и др., 1972]

$$\Delta T_{\text{кп}} = 0,7\Delta T_{\text{пс}} = 0,35\Delta T. \quad (7)$$

Тепловой поток можно определить из соотношения

$$q = \lambda\Delta T_{\text{кп}}/\delta_{\text{кп}}, \quad (8)$$

где  $\delta_{\text{кп}}$  – толщина кондуктивного подслоя, примыкающего непосредственно к нагреваемой поверхности. Таким образом, в области кондуктивного подслоя температура изменяется по линейному закону. Из соотношений (5), (7), (8) определим толщину  $\delta_{\text{кп}}$ :

$$\delta_{\text{кп}} = 3,5(\nu a/\beta g\Delta T_{\text{кп}})^{1/3}. \quad (9)$$

Эксперименты показывают, что вблизи поверхности теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, при числах Рэлея  $Ra > 5 \times 10^6$  существуют пристенные валиковые

течения [Добрецов и др., 2001]. Пристенный валиковый слой возникает вследствие неустойчивой стратификации в пограничном слое. Число Рэлея, вычисленное по высоте валикового слоя  $l_{bc}$  (см. рис. 1) и перепаду температуры в нем  $\Delta T_{bc}$ ,  $Ra_{bc} = \beta g \Delta T_{bc} l_{bc}^3 / \alpha \nu = (1,5-2) \times 10^4$ . Толщина валикового слоя

$$l_{bc} = (Ra_{bc} \alpha \nu / \beta g \Delta T_{bc})^{1/3}, \quad (10)$$

где  $\Delta T_{bc} \approx \Delta T_{pc}$ . При числах  $Ra > 5 \times 10^6$  толщина теплового пограничного слоя  $\delta_{pc} \approx l_{bc}$  [Добрецов и др., 2001].

Для построения профиля температуры в верхней мантии были использованы определенные выше значения перепадов температуры  $\Delta T$  в астеносфере и слое  $C$ , температуры границы астеносферы и слоя  $C$  и границы верхней и нижней мантии. Кроме того, с использованием вышеприведенных соотношений были вычислены перепады  $\Delta T_{pc}$ ,  $\Delta T_{kp}$ , а также толщины  $\delta_{kp}$ ,  $\delta_{pc}$  для пограничных слоев на границах астеносферы и слоя  $C$ . Таким образом, на основании экспериментально определенных закономерностей свободно-конвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху, изложенных выше, построен профиль температуры по толщине астеносферного слоя и слоя  $C$  до глубины 670 км (см. рис. 2, профиль 1).

### Распределение температуры в нижней мантии

При определении профиля температуры под континентом (вдали от зоны субдукции) температура на границе верхняя–нижняя мантия  $T_2 = 1916$  °C (см. рис. 2). Оценим температуру  $T_2$ , используя закономерности свободноконвективного теплообмена в нижней мантии. Будем рассматривать нижнюю мантию как сферическую прослойку, подогреваемую снизу на глубине  $x = 2880$  км и охлаждаемую сверху на глубине  $x = 670$  км. Среднее значение теплового потока для континентальных регионов  $q_k = 0,0565$  Вт/м<sup>2</sup> и для океанов  $q_{ок} = 0,0782$  Вт/м<sup>2</sup> [Жарков, 1983]. Вследствие изолирующего влияния субдуцирующей плиты, уходящей под континентальное крыло субдукционной зоны, тепловой поток  $q_{nm}$ , направленный из нижней мантии вверх, к границе 670 км, может быть значительно выше, чем тепловой поток от границы 670 км к континентальной литосфере. В первом приближении в качестве среднего значения теплового потока  $q_{nm}$  принимаем средний тепловой поток на земной поверхности:  $q_{nm} = 2/3 q_{ок} + 1/3 q_k = 0,071$  Вт/м<sup>2</sup>. С увеличением глубины (уменьшением радиуса) удельный тепловой поток возрастает согласно соотношению (6). Из него следует, что при  $q_{nm} = 0,071$  Вт/м<sup>2</sup> тепловой поток на кровле нижней мантии (на границе 670 км)

$q_2 = 0,089$  Вт/м<sup>2</sup>, а на подошве нижней мантии (на границе 2880 км)  $q_1 = 0,236$  Вт/м<sup>2</sup>.

Число Рэлея для нижней мантии  $Ra = 10^6-10^7$ , и свободноконвективные течения в ней существуют в турбулентном режиме [Добрецов и др., 2001]. В этом случае, согласно соотношению (4), интенсивность теплообмена у кровли и подошвы нижней мантии не зависит от ее толщины. Как указано в предыдущем разделе, толщина теплового пограничного слоя на поверхности теплообмена (кровле и подошве нижней мантии) соизмерима с толщиной пристенного валикового слоя. Среднее значение сверхадиабатической температуры постоянное в области вне пограничных слоев, согласно экспериментальным данным [Добрецов и др., 2001].

Как будет показано ниже, толщина пристенного валикового слоя у кровли ( $l_{bc1}$ ) и подошвы ( $l_{bc2}$ ) нижней мантии много меньше, чем толщина нижней мантии  $l_{nm} = 2210$  км. Для нижней мантии, рассматриваемой как сферический слой радиусом  $r_{nm}$ , отношение  $l_{bc}/r_{nm} \ll 1$ . В том случае, когда  $l_{bc}/r_c \ll 1$  ( $r_c$  – средний радиус сферического слоя), влиянием центральной симметрии в пограничном слое можно пренебречь и рассматривать пограничный слой в приближении плоского горизонтального слоя. В этом случае у кровли нижней мантии будем рассматривать задачу об охлаждении большого объема жидкости горизонтальной поверхностью, а у подошвы – задачу о подводе тепла от горизонтальной поверхности к большому объему жидкости. Для этого случая закон теплообмена от горизонтальной поверхности имеет вид:  $Nu = 0,18 Ra^{1/3}$  [Леонтьев, Кирдяшкин, 1965], – и удельный тепловой поток не зависит от линейного размера:

$$q = 0,18 \lambda \Delta T_{pc}^{4/3} (\beta g / \alpha \nu)^{1/3}, \quad (11)$$

где  $\Delta T_{pc}$  – перепад температуры в тепловом пограничном слое (по толщине  $l_{bc}$ ).

При известном значении  $q$  можно определить перепад температуры в пограничном слое с использованием соотношения (5):

$$\Delta T_{pc} = (q / 0,18 \lambda)^{3/4} (\alpha \nu / \beta g)^{1/4}. \quad (12)$$

Сверхадиабатический перепад температуры в нижней мантии будет

$$\Delta T_{nm} = \Delta T_{pc1} + \Delta T_{pc2}, \quad (13)$$

где  $\Delta T_{pc1}$  – перепад температуры в пограничном слое у подошвы,  $\Delta T_{pc2}$  – у кровли нижней мантии. Толщину кондуктивного подслоя определяем из соотношения (9) и толщину всего пограничного слоя – из (10).

В работе [Walzer et al., 2004] представлены численные расчеты температуры плавления на основании предположения Ф. Линдемана [Lindemann, 1910] о том, что плавление происходит тогда, когда колебания атомов превосходят определенный порог, зависящий от кристаллической решетки. Оценки тем-

пературы плавления в нижней мантии показали, что при изменении плотности с глубиной согласно модели PREM [Жарков, 1983; Anderson, 2007] температура плавления мантии на границе ядро–мантия составляет  $T_{плс} = 3\,450\text{ °C}$ , что согласуется с оценками [Walzer et al., 2004], градиент температуры плавления нижней мантии  $(\partial T/\partial x)_{плс} = 0,5\text{ °C/км}$ . Градиент температуры плавления больше, чем адиабатический градиент температуры в мантии, средняя величина которого для нижней мантии  $(\partial T/\partial x)_{ад} = 0,28\text{ °C/км}$  [Жарков, 1983], а по [Katsura et al., 2010] –  $0,33\text{ °C/км}$ .

Согласно исследованиям устойчивого существования термохимического плюма [Добрецов и др., 2005], разность температуры плавления «сухой» окружающей мантии и температуры границы ядро–мантия  $T_{плс} - T_1 \approx 30 - 60\text{ °C}$ . Поэтому принимаем температуру границы ядро–мантия равной  $T_1 = 3\,400\text{ °C}$ . Принимаем следующие значения параметров в пограничном слое на кровле нижней мантии:  $\beta_2 = 3 \times 10^{-5}\text{ °C}$ ,  $\rho_2 = 4\,400\text{ кг/м}^3$ ,  $\nu_2 = 8 \times 10^{15}\text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\lambda_2 = 10\text{ Вт/м} \times \text{°C}$ ,  $c_2 = 1,2 \times 10^3\text{ Дж/кг} \cdot \text{°C}$ ,  $a_2 = \lambda_2/c\rho_2 = 1,89 \times 10^{-6}\text{ м}^2/\text{с}$  [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2009]. Тогда согласно соотношениям (7) и (12) для пограничного слоя на границе верхняя–нижняя мантия для  $q_2 = 0,0886\text{ Вт/м}^2$  получаем перепады температуры  $\Delta T_{плс2} = 280\text{ °C}$ ,  $\Delta T_{кп2} = 196\text{ °C}$ . В соответствии с указанными выше оценками для числа Рэлея принимаем  $Ra_{плс2} = 2 \times 10^4$ , и из соотноше-

ния (10) определяем толщину пограничного слоя  $\delta_{плс2} = 154\text{ км}$ . Используя соотношение (9), находим толщину кондуктивного подслоя  $\delta_{кп2} = 22\text{ км}$ .

Для пограничного слоя у подошвы нижней мантии принимаем значения:  $\beta_1 = 3 \times 10^{-5}\text{ °C}$ ,  $\rho_1 = 5\,000\text{ кг/м}^3$ ,  $\nu_1 = 8 \times 10^{15}\text{ м}^2/\text{с}$ ,  $\lambda_1 = 10\text{ Вт/м} \cdot \text{°C}$ ,  $c_1 = 1,2 \times 10^3\text{ Дж/кг} \cdot \text{°C}$ ,  $a_1 = 1,667 \times 10^{-6}\text{ м}^2/\text{с}$ ,  $Ra_{плс1} = 2 \times 10^4$  [Добрецов и др., 2001; Кирдяшкин и др., 2009]. Тогда, используя вышеуказанные соотношения, для  $q_1 = 0,2364\text{ Вт/м}^2$  получаем  $\Delta T_{плс1} = 566\text{ °C}$ ,  $\Delta T_{кп1} = 396\text{ °C}$ ,  $\delta_{плс1} = 117\text{ км}$  и  $\delta_{кп1} = 17\text{ км}$ . Толщина валиковых слоев у кровли и подошвы нижней мантии  $l_{вс1} \approx \delta_{плс1}$  и  $l_{вс2} \approx \delta_{плс2}$  (см. предыдущий раздел), и, следовательно, много меньше толщины нижней мантии.

Из соотношения (13) определяем сверхадиабатический перепад  $\Delta T_{нм} = 846\text{ °C}$ . Температура на кровле нижней мантии

$$T_2 = T_1 - \Delta T_{нм} - (\partial T/\partial x)_{ад} l_{нм}. \quad (14)$$

При значении адиабатического градиента температуры для нижней мантии  $(\partial T/\partial x)_{ад} = 0,28\text{ °C/км}$  и  $l_{нм} = 2\,210\text{ км}$ , согласно соотношению (14),  $T_2 = 1\,935\text{ °C}$ . Это значение соответствует значению  $T_2$ , определенному выше с использованием профиля температуры в области континентального крыла зоны субдукции. В результате вычислений характерных температур и перепадов температуры построено распределение температуры в нижней мантии (рис. 3).

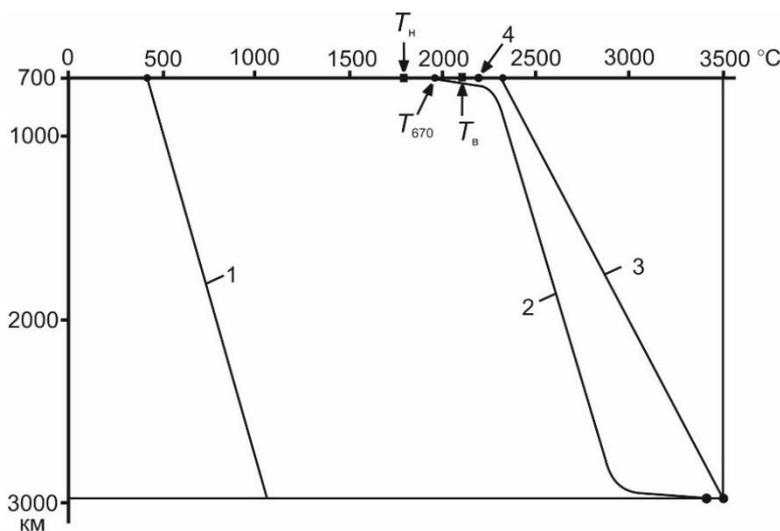


Рис. 3. Профили температуры в нижней мантии

1 – адиабатическая температура, 2 – распределение средней температуры по толщине нижней мантии, 3 – кривая плавления нижней мантии по расчетам [Walzer et al., 2004], 4 – температура плавления базальта на границе верхней и нижней мантии ( $T_4 = 2\,200\text{ °C}$ ) [Yasuda et al., 1994],  $T_b$ ,  $T_n$  – температуры восходящего и нисходящего потоков нижнемантийной ячейки соответственно

Fig. 3. Temperature profiles in the lower mantle

1 – adiabatic temperature, 2 – distribution of average temperature over the thickness of the lower mantle according to calculations [Walzer et al., 2004], 3 – melting curve of the lower mantle according to calculations [Walzer et al., 2004], 4 – melting point of basalt at the boundary of the upper and lower mantle ( $T_4 = 2\,200\text{ °C}$ ) [Yasuda et al., 1994],  $T_b$ ,  $T_n$  is the temperature of the ascending and descending flows of the lower-mantle cell, respectively

### Заключение

Для исследования строения и состава верхней мантии, определения ее физических свойств необходимо знать распределение температуры в ней. Для изучения процессов теплообмена в зоне субдукции необходимо знание распределения температуры вдали от субдукционной зоны, т.е. необходимо знать граничные условия. Поэтому прежде всего найдено распределение температуры в континентальной литосфере и верхней мантии под континентом и на границе верхняя–нижняя мантия. В континентальной литосфере профиль температуры получен в прибли-

жении кондуктивного теплообмена с внутренними источниками радиоактивного тепла в коровом слое. Распределение температуры по толщине континента согласуется с условиями формирования лерцолитов Северного Лесото.

Профили температуры по толщине верхней и нижней мантии получены на основе экспериментальных и теоретических закономерностей свободноконвективного теплообмена в горизонтальном слое, подогреваемом снизу и охлаждаемом сверху. Распределение температуры в нижней мантии найдено при числах Рэлея  $Ra = 10^6$ – $10^7$ , характерных для турбулентной свободной конвекции в горизонтальном слое.

### Список источников

- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 408 с.
- 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.
- Жарков В.Н.** Внутреннее строение Земли и планет. М. : Наука, 1983. 416 с.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен между каналом термохимического плюма и окружающей мантией при наличии горизонтального мантийного потока // Физика Земли. 2009. № 8. С. 66–82.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Влияние скорости движения океанической литосферы на свободно-конвективные течения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом // Физика Земли. 2008. № 4. С. 35–47.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры субдуцирующей плиты // Геотектоника. 2013. № 3. С. 31–42.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Сурков Н.В.** Тепловая гравитационная конвекция в астеносфере под срединно-океаническими хребтами и устойчивость основных глубинных парагенезисов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 76–94.
- Кирдяшкин А.Г.** Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск : Наука, 1989. 81 с.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А.** Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным // Геохимия. 2006. № 3. С. 267–283.
- Кутателадзе С.С., Кирдяшкин А.Г., Ивакин В.П.** Турбулентная естественная конвекция у изотермической вертикальной пластины // Теплофизика высоких температур. 1972. Т. 10, № 1. С. 91–95.
- Леонтьев А.И., Кирдяшкин А.Г.** Теплообмен при свободной конвекции в горизонтальных щелях и в большом объеме над горизонтальной поверхностью // Инженерно-физический журнал. 1965. Т. 9, № 1. С. 9–14.
- Сурков Н.В.** Лерцолитовая палеогеотерма // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века / ред. А.Д. Савко, Н.Н. Зинчук. Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. С. 430–433.
- Трубицын В.П., Евсеев А.Н., Баранов А.А., Трубицын А.П.** Структура конвекции при различной ширине зон фазовых переходов // Физика Земли. 2008. № 8. С. 3–14.
- Anderson D.L.** New theory of the Earth. Cambridge University Press, 2007. 384 p.
- Anderson O.L.** The temperature profile of the upper mantle // J. Geophys. Res. 1980. V. 85 (B12). P. 7003–7010.
- Bina C.R., Helffrich G.** Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99 (B8). P. 15,853–15,860.
- Cammarrano F., Goes S., Vacher P., Giardini D.** Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V. 138. P. 197–222.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356.
- Faccenda M., Dal Zilio L.** The role of solid–solid phase transitions in mantle convection // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 198–224.
- 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. 17,729–17,742.
- Hofmeister A.M.** Heat transport and energetics of the earth and rocky planets. Elsevier, 2019. 350 p. DOI: 10.1016/C2018-0-04206-1.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.** Heat flow and thermal structure of the lithosphere // Crust and lithosphere dynamics / ed. G. Schubert. Amsterdam : Elsevier, 2007. P. 217–251. (Treatise on Geophysics; v. 6).
- Jeanloz R., Morris S.** Temperature distribution in the crust and mantle // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 377–415.
- Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E.** Adiabatic temperature profile in the mantle // Phys. Earth Planet. Inter. 2010. V. 183 (1-2). P. 212–218.
- Lindemann F.A.** Über die Berechnung molekularer Eigenfrequenzen // Physicalische Zeitschrift. 1910. Bd. XI (14). S. 609–612.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K.** Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233. P. 337–349.
- Perchuk L.L., Kushiro I.** Experimental study of the system alkali basalt-water up to pressure 20 kbar in respect of estimation of H<sub>2</sub>O content in the original magmas beneath the island arcs // Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica. 1985. V. 36 (3). P. 359–368.

- Röhm A.H.E., Snieder R., Goes S., Trampert J.** Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. P. 395–407.
- Schubert G., Turcotte D., Olson P.** Mantle convection in the Earth and planets. Cambridge University Press, 2001. 940 p.
- Strehlau J., Meissner R.** Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system* / K. Fuchs, C. Froidevaux (eds.). Washington : AGU, 1987. V. 16. P. 69–87. DOI: 10.1029/GD016p0069
- Turcotte D.L., Schubert G.** Geodynamics. Cambridge University Press, 2002. 456 p.
- Walzer U., Hendel R., Baumgardner J.** The effects of a variation of the radial viscosity profile on mantle evolution // *Tectonophysics*. 2004. V. 384. P. 55–90.
- Yasuda A., Fujii T., Kurita K.** Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99 (B5). P. 9401–9414.

## References

- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. *Glubinnaya geodinamika* [Deep-level geodynamics]. Novosibirsk: Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Branch «GEO». 2001. 409 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G., Kirdyashkin A.A. Parameters of hot spots and thermochemical plumes // *Russian Geology and Geophysics*. 2005. V. 46, No 6. pp. 575–588.
- Zharkov V.N. *Vnutrennee stroenie Zemli i planet* [The internal structure of the Earth and planets]. Moscow: Publishing house "Nauka". 1983. 416 p. In Russian
- Kirdyashkin A.A., Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Heat transfer between a thermochemical plume channel and the surrounding mantle in the presence of horizontal mantle flow // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2009. V. 45, No. 8. pp. 684–700.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Effect of the oceanic lithosphere velocity on free convection in the asthenosphere beneath mid-ocean ridges // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. V. 44, No. 4. pp. 291–302.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A. G. Forces acting on a subducting oceanic plate // *Geotectonics*. 2014. V. 48, No. 1. pp. 54–67.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. Experimental and theoretical simulation of the thermal and hydrodynamic structure of a subducting plate // *Geotectonics*. 2013. V. 47, No. 3. pp. 156–166.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Surkov N.V. Thermal gravitational convection in the asthenosphere beneath a mid-oceanic ridge and stability of main deep-seated parageneses // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. V. 47, No. 1. pp. 76–94.
- Kirdyashkin A.G. *Teplovye gravitatsionnye techeniya i teploobmen v astenosfere* [Thermal gravitational flows and heat transfer in the asthenosphere]. Novosibirsk: Publishing house "Nauka". 1989. 81 p. In Russian
- Kuskov O.L., Kronrod V.A. Determining the temperature of the Earth's continental upper mantle from geochemical and seismic data // *Geochemistry International*. 2006. V. 44, No. 3. pp. 232–248.
- Kutateladze S.S., Kirdyashkin A.G., Ivakin V.P. *Turbulentnaya estestvennaya konveksiya u izotermicheskoy vertikal'noy plastiny* [Turbulent natural convection at an isothermal vertical plate] // *Teplofizika Vysokikh Temperatur*. 1972. V. 10, No. 1. pp. 91–95. In Russian
- Leont'ev A.I., Kirdyashkin A.G. *Teploobmen pri svobodnoy konveksii v gorizontallykh shchelyakh i v bol'shom ob'eme nad gorizontallykh poverkhnost'yu* [Heat transfer under free convection in horizontal slits and in a large volume over a horizontal surface] // *Inzhenerno-fizicheskiy zhurnal*. 1965. V. 9, No. 1. pp. 9–14. In Russian
- Surkov N.V. *Lertsolitovaya paleogeoterma* [Lherzolite paleogeotherm] // *Problems of forecasting, prospecting and studying mineral deposits on the threshold of the XXI century* / Savko A.D., Zinchuk N.N. (Eds.). Voronezh: Publishing House of Voronezh State University. 2003. pp. 430–433. In Russian
- Trubitsyn V.P., Evseev A.N., Baranov A.A., Trubitsyn A.P. Phase transition zone width implications for convection structure // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. V. 44, No. 8. pp. 603–614.
- Anderson D.L. *New theory of the Earth*. Cambridge University Press. 2007. 384 p.
- Anderson O. L. The temperature profile of the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85(B12). pp. 7003–7010.
- Bina C.R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(B8). P. 15,853–15,860.
- Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 138. pp. 197–222.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1981. V. 25. pp. 297–356.
- Faccenda M., Dal Zilio L. The role of solid–solid phase transitions in mantle convection // *Lithos*. 2017. V. 268–271. pp. 198–224.
- 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). pp. 17,729–17,742.
- Hofmeister A.M. *Heat transport and energetics of the earth and rocky planets*. Elsevier. 2019. 350 p. <https://doi.org/10.1016/C2018-0-04206-1>.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. Heat flow and thermal structure of the lithosphere / Ed. Schubert G. *Treatise on Geophysics*. V. 6. Crust and lithosphere dynamics // Amsterdam, Elsevier. 2007. pp. 217–251.
- Jeanloz R., Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. pp. 377–415.
- Katsura T., Yoneda A., Yamazaki D., Yoshino T., Ito E. Adiabatic temperature profile in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 183(1–2). pp. 212–218.
- Lindemann F.A. Über die Berechnung molekularer Eigenfrequenzen. *Physicalische Zeitschrift*. 1910. V. XI(14). pp. 609–612.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 233. pp. 337–349.
- Perchuk L.L., Kushiro I. Experimental study of the system alkali basalt–water up to pressure 20 kbar in respect of estimation of H<sub>2</sub>O content in the original magmas beneath the island arcs // *Geologicky Zbornik–Geologica Carpathica*. 1985. V. 36(3). pp. 359–368.

Röhm A. H. E., Snieder R., Goes S., Trampert J. Thermal structure of continental upper mantle inferred from S-wave velocity and surface heat flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 181. pp. 395–407.

Schubert G., Turcotte D., Olson P. *Mantle convection in the Earth and planets.* Cambridge University Press. 2001. 940 p.

Strehlau J., Meissner R. Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state flow data // In: K. Fuchs, C. Froidevaux (Eds.). *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system.* Washington: AGU, 1987. V. 16. pp. 69–87. <https://doi.org/10.1029/GD016p0069>.

Turcotte D.L., Schubert G. *Geodynamics.* Cambridge University Press. 2002, 456 p.

Walzer U., Hendl R., Baumgardner J. The effects of a variation of the radial viscosity profile on mantle evolution // *Tectonophysics.* 2004. V. 384. pp. 55–90.

Yasuda A., Fujii T., Kurita K. Melting phase relations of an anhydrous mid-ocean ridge basalt from 3 to 20 GPa: Implications for the behavior of subducted oceanic crust in the mantle // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(B5). pp. 9401–9414.

**Информация об авторах:**

**Кирдяшкин А.Г.**, доктор технических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: [agk@igm.nsc.ru](mailto:agk@igm.nsc.ru)

**Кирдяшкин А.А.**, доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН, заведующий лабораторией физического и химического моделирования геологических процессов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: [aak@igm.nsc.ru](mailto:aak@igm.nsc.ru)

*Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

**Information about the authors:**

**Kirdyashkin A.G.**, Dr. Sci. (Tech.), Leading Researcher, Laboratory of Physical and Chemical Modeling of Geological Processes, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: [agk@igm.nsc.ru](mailto:agk@igm.nsc.ru)

**Kirdyashkin A.A.**, Dr. Sci. (Geol.-Min.), professor of the Russian Academy of Sciences, chief of the Laboratory of Physical and Chemical Modeling of Geological Processes, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: [aak@igm.nsc.ru](mailto:aak@igm.nsc.ru)

*Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.*

*The authors declare no conflicts of interests.*

*Статья поступила в редакцию 30.05.2021; одобрена после рецензирования 29.10.2021; принята к публикации 14.06.2022*

*The article was submitted 30.05.2021; approved after reviewing 29.10.2021; accepted for publication 14.06.2022*