



УДК 551.2:552.323

О. В. Арясова, Я. М. Хазан

Взаимодействие мантийной конвекции с литосферой и происхождение кимберлитов

(Представлено академиком НАН Украины В. И. Старостенко)

Исследован физический механизм, контролирующий формирование устойчивой границы между областями кондуктивного и конвективного теплопереноса в мантии (литосферно-астеносферной границы — ЛАГ). В согласии с термобарометрией ксенолитов кимберлитов из модели следует, что под кратонами ЛАГ совпадает с подошвой области распространения деплетированных пород на протяжении всей постархейской истории Земли. Результаты работы поддерживают модель, которая предполагает, что кимберлитовые расплавы возникают при взаимодействии “головы” мантийного плюма с литосферой.

Ранее были приведены результаты термобарометрии ксенолитов/ксенокристов 39 кимберлитов Евразии, Африки и Северной Америки [1]. Во всех случаях данные подвергались стандартному предварительному скринингу [2, 3]. Все термобарометрические определения были выполнены при помощи одноклинопироксенового термобарометра NT00 [2]. Для всех рассмотренных кимберлитов определены: глубина (равновесное давление) наиболее глубокого ксенолита P_{\max} ; референтный тепловой поток (РТП) q на поверхности для геотермы из однопараметрического семейства [4] (НС11), которая наилучшим образом аппроксимирует результаты термобарометрии.

Сопоставление результатов термобарометрии с независимым определением глубины, до которой в мантии кратонов распространены деплетированные перидотиты [3], показало, что в 37 случаях из 39 самый глубокий ксенолит, а значит, и все остальные, захвачен в пределах деплетированной литосферы [1]. Иначе говоря, источники кимберлитов почти всегда находились вблизи или в пределах деплетированной литосферы. Из повсеместно наблюдаемых в Евразии и Африке синхронности и пространственной сближенности трапшových излияний и карбонатитовых и/или кимберлитовых извержений [5] следует, что наиболее вероятной причиной кимберлитового магматизма является воздействие на подошву литосферы голо-

вы мантийного плюма. Поэтому результаты термобарометрии означают, что мантийные плюмы достигают подошвы литосферы кратонов [1, 5].

Реологический подсло́й и положение подошвы литосферы. Переход от литосферы к астеносфере происходит в пределах так называемого реологического подслоя, в котором эффективная вязкость быстро уменьшается, а скорость деформации возрастает от нуля на его верхней границе, т.е. подошве литосферы, до значений, характерных для конвектирующей мантии, на его нижней границе. Одновременно градиент температуры уменьшается от литосферных значений до близкого нулю градиента температуры в изотермическом ядре. Будем считать, что механизмом деформации во всей рассматриваемой области является диффузионная ползучесть. Это является значительным упрощением реальной ситуации, однако позволяет не вычислять в явном виде напряжения и вместо динамической задачи рассмотреть задачу об устойчивости пограничного слоя.

В режиме диффузионной ползучести зависимость эффективной вязкости горных пород (оливина) от температуры и давления описывается уравнением Аррениуса [6]:

$$\eta(T, P) = A \exp\left(\frac{E_a + PV_a}{RT}\right), \quad (1)$$

где E_a и V_a — энергия и объем активации диффузии. Для влажных пород $E_a = (335 \pm 75)$ кДж/моль, $V_a = 4$ см³/моль. Предэкспоненциальный множитель зависит от размера зерна d и содержания воды $C_{\text{ОН}}$: $A = A_0 b$, где $A_0 = 2,7 \cdot 10^7$ Па·с относится к “стандартным” значениям $d_0 = 3$ мм, $C_{\text{ОН},0} = 1000\text{H}/10^6$ Si, а $b = (d/d_0)^3 (C_{\text{ОН},0}/C_{\text{ОН}})$.

Характерное время тепловой релаксации литосферы $\tau_L = L^2/\pi^2\kappa$ порядка 130 млн лет ($L \sim 200$ км — мощность литосферы, $\kappa = 10^{-6}$ м²·с⁻¹ — температуропроводность), характерное время установления мантийной конвекции порядка 30–300 млн лет при мощности области, охваченной конвекцией, $D \sim 3000$ км и скорости течения ~ 1 –10 см/год. Таким образом, на интервалах времени порядка сотни миллионов лет конвекцию можно считать установившейся, а тепловую структуру литосферы и реологического подслоя — квазистационарной.

Мантийная конвекция характеризуется высокими значениями числа Релея, значительно превышающими его критическое значение $Ra_c \sim 10^3$. При $Ra \gg Ra_c$ внутри конвектирующей области формируется изотермическое ядро, а на ее границах — тонкие пограничные слои (далее погранслои) (например, [7]). При установившейся конвекции погранслои находятся на пределе устойчивости и если известно критическое число Релея, то толщину погранслоя δ можно оценить из уравнения $Ra(\delta) = Ra_c$, где $Ra(\delta)$ — число Релея для погранслоя [7]. Существенно, что эта оценка является локальной, т.е. для оценки параметров погранслоя не требуется иметь полную информацию об области конвекции. В частности, $Ra(\delta)$ и, следовательно, толщина погранслоя не зависят от полной мощности конвектирующей области.

1. Литосферно-астеносферная граница в отсутствие деплетированного слоя. Предположим вначале, что деплетированный слой, в который конвекция не проникает, отсутствует. Пусть распределение температуры $T(P, q)$ в литосфере соответствует геотерме НС11 с РТП, равным q , а мантийная конвекция характеризуется адиабатическим распределением температуры с потенциальной температурой T_p . Пусть теперь адиабата пересекает геотерму $T(P, q)$ на глубине z_i , где давление и температура равны P_i и T_i соответственно. Для подслоя, лежащего в интервале глубин от $z < z_i$ до z_i , число Релея

можно определить обычным образом, введя осредненные по подслою значения вязкости [8] (см. также [9] и ссылки там):

$$\text{Ra}(z, z_i) = \frac{\alpha g \rho (T_i - T(P(z), q)) (z_i - z)^3}{\kappa \eta_{av}(z, z_i)}, \quad (2)$$

где $\eta_{av}(z, z_i)$ — логарифмическое среднее вязкостей, рассчитанных на глубинах z и z_i [9], а ρ , α , κ , g — плотность, коэффициент теплового расширения, температуропроводность и ускорение силы тяжести соответственно.

Из всех подслоев на границе конвектирующей мантии и литосферы, наиболее неустойчивым является подслоем, число Релея которого максимально:

$$\text{Ra}_{\max}(q, T_p) = \max_z \text{Ra}(z, z_i). \quad (3)$$

При установившейся конвекции реализуется конфигурация, в которой реологический подслоем находится на пределе устойчивости, т. е. число Релея принимает критическое значение:

$$\text{Ra}_{\max}(T_p, q) = \text{Ra}_c. \quad (4)$$

При численном решении уравнение (4) записывается в виде

$$\text{Ra}_{0\max}(T_p, q) = \zeta(d, C_{OH}, \text{Ra}_c) \text{Ra}_{0c}, \quad (5)$$

где $\text{Ra}_{0c} = 450$ [9], а

$$\zeta(d, C_{OH}, \text{Ra}_c) = b \frac{\text{Ra}_c}{\text{Ra}_{0c}}, \quad (6)$$

Уравнение (4) можно решить относительно РТП:

$$q = q(T_p), \quad (7)$$

т. е. при квазистационарной конвекции тепловая структура литосферы перестраивается при изменении потенциальной температуры конвектирующей мантии. При этом изменяются РТП (литосферная геотерма) и положение верхней границы наиболее неустойчивого подслоя. Последнюю можно отождествить с подошвой литосферы и найти с помощью уравнений (2)–(4).

Описанную процедуру выделения подслоя, находящегося на границе устойчивости, иллюстрирует рис. 1, а, где показаны три геотермы с РТП: $q_1 > q_2 > q_3$. Для геотермы с РТП q_2 $\text{Ra}_{\max}(q_2, T_p) = \text{Ra}_c$, и мы принимаем, что именно это значение РТП реализуется при установившейся конвекции. Для геотермы с РТП $q_1 > q_2$ формально рассчитанное число Релея $\text{Ra}_{\max}(q_1, T_p) < \text{Ra}_c$, так что для геотермы q_1 кондуктивный теплоотвод больше, чем для геотермы q_2 , а конвективный поток тепла меньше, поэтому при установившейся конвекции такая конфигурация невозможна. Наоборот, для геотермы $q_3 < q_2$ (см. а рис. 1) $\text{Ra}_{\max}(q_3, T_p) > \text{Ra}_c$, т. е. конвективный поток тепла выше, а кондуктивный теплоотвод меньше, чем для геотермы q_2 , и литосфера будет нагреваться пока не достигнет равновесного состояния, при котором реологический подслоем находится на пределе устойчивости.

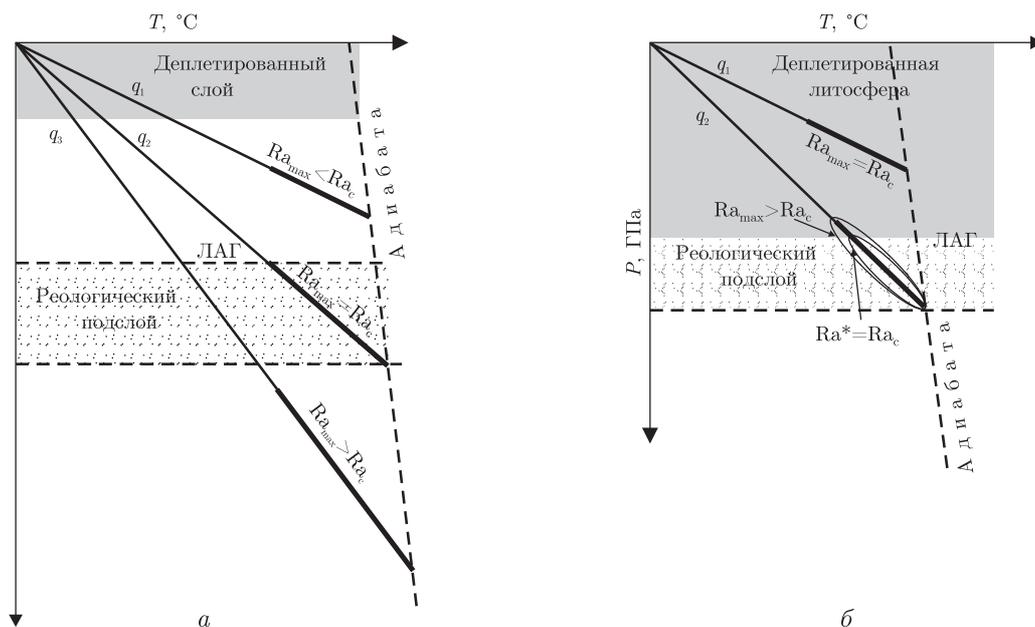


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая определение реологического подслоя (заштрихован), находящегося на пределе устойчивости и положение литосферно-астеносферной границы (ЛАГ).

Сплошные тонкие линии — кондуктивные геотермы. Штриховая линия — мантийная адиабата. Участки геотерм, по которым рассчитывалось Ra_{\max} (см. текст), показаны полужирными сплошными линиями — отрезками.

а: ДеPLETED слой отсутствует или реологический подслой лежит глубже деPLETED литосферы. Устойчивой является геотерма с q_2 , для которой $Ra_{\max}(q_2, T_p) = Ra_c$.

б: Верхняя граница реологического подслоя с q_1 , для которого $Ra_{\max}(q_1, T_p) = Ra_c$, попадает внутрь деPLETED литосферы. Для геотермы с q_2 часть реологического подслоя, показанная малым эллипсом, находится вне деPLETED области и имеет формально рассчитанное число Релея $Ra^* = Ra_c$. Большим эллипсом показан полный реологический подслой, для которого $Ra_{\max}(q_2, T_p) > Ra_c$

2. Взаимодействие мантийной конвекции с деPLETED литосферой.

Будем считать, что запас плавучести, которым обладает вещество конвектирующей мантии, перегретое относительно литосферы на $\Delta T = 200\text{--}300$ К [10], недостаточен для проникновения в деPLETED литосферу. Действительно, относительное разуплотнение восходящего течения составляет $\Delta\rho/\rho = \alpha\Delta T = 0,6\text{--}1,2\%$, где $\alpha = (3\text{--}4) \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ [11]. В то же время понижение плотности вследствие деPLETED, вызванного удалением расплава при плавлении степени 20%, составляет 0,6–0,9% [11]. Таким образом, относительно деPLETED литосферы плавучесть плюма нулевая или даже отрицательная, если принять во внимание, что гарцбургитовый остаток выплавления базальтовой коры, входящий в состав кратонной деPLETED литосферы, образовался в архее/раннем протерозое, когда степень плавления достигала или превышала 30% и сопровождалась более глубоким деPLETED, чем это следует из экспериментов [11].

Если мощность литосферы, формально рассчитанная в соответствии с процедурой, описанной выше (раздел 1), больше суммарной мощности коры и деPLETED области, то существование последней не сказывается на глубине подошвы литосферы, как иллюстрирует рис. 1, *а*.

Особый, практически важный, случай показан на рис. 1, *б*. В этом случае число Релея Ra_{\max} принимает критическое значение Ra_c для геотермы q_1 , для которой формально

определенный реологический подслой частично или полностью располагается внутри деплетированной области. Подобная конфигурация невозможна при установившейся конвекции, поскольку, по крайней мере, часть реологического подслоя недоступна для конвекции и конвективная доставка тепла не компенсирует кондуктивной теплоотдачи. Если такая ситуация возникла вследствие уменьшения потенциальной температуры мантии или вследствие возникновения деплетированного слоя, то литосфера будет остывать пока не сформируется подслой, для которого формально рассчитанное Ra_{max} больше Ra_c (соответствующий участок на рис. 1, б обведен большим эллипсом), но для его части, полностью лежащей глубже деплетированной области (на рис. 1, б обведена меньшим эллипсом), число Релея Ra^* равно критическому. Именно этот участок находится на пороге устойчивости, а его верхняя граница, совпадающая с подошвой деплетированного слоя, является нижней границей литосферы. Таким образом, в случае, показанном на рис. 1, б, в литосфере устанавливается распределение температуры, зависящее от мощности деплетированного слоя, причем чем больше мощность литосферы, тем она холоднее.

Важной особенностью описанной ситуации является то, что помимо неустойчивой части реологического подслоя, участвующей в конвективном перемешивании и показанной меньшим эллипсом (см. б на рис 1), существует настоящий реологический подслой, отмеченный большим эллипсом (см. б на рис 1), проникающий в деплетированную литосферу. В верхней части этого подслоя неизбежно возникнет деформационное течение, которое, однако, не может пересекать границу деплетированной области из-за различия плотностей. Представляется вполне вероятным, что именно в этой области формируются породы, подобные коровым милонитам, из которых затем захватываются сильно деформированные и при этом наиболее глубокие ксенолиты с явными следами флюидалной микроструктуры (см., например, [12]).

Обсуждение результатов. На рис 2 показано, как зависит РТП q на поверхности литосферы от потенциальной температуры конвектирующей мантии T_p и мощности деплетированного слоя (вместе с корой) H_{depl} при $\zeta = 2$ (см. уравнение (6)).

Сплошной линией показано решение для случая отсутствия деплетированного слоя, когда РТП является однозначной функцией потенциальной температуры. Штриховые линии — решения $q(T_p)$ для случая, когда мантийная конвекция достигает деплетированного слоя и подошва последнего является одновременно границей литосферы. В целом, РТП и, следовательно, температура литосферы убывают с увеличением H_{depl} и уменьшением T_p . Заметим, что появление деплетированного слоя приводит к заметному охлаждению литосферы. Например, при $T_p = 1400$ °С и $H_{depl} = 200$ км в литосфере устанавливается распределение температуры, которое соответствует ТП на поверхности около $q = 39$ мВт · м⁻² вместо РТП $q = 52$ мВт · м⁻², который бы установился в отсутствие деплетированной литосферы.

При уменьшении T_p штриховая линия достигает сплошной и далее обе линии совпадают. Точка “слияния” линий соответствует отделению реологического подслоя от деплетированной литосферы. При меньших значениях T_p литосфера, помимо коры и деплетированного слоя, включает слой фертильных пород, как это иллюстрирует рис. 2, а, и наблюдается на Карельском кратоне [13]. Поскольку оценки современной потенциальной температуры лежат в пределах от 1315 °С [14] до 1350 °С [15], то из представленной модели следует, что при мощности деплетированной литосферы (вместе с корой) $H_{depl} \geq 130$ –150 км мантийная конвекция достигает деплетированной литосферы в течение всей постархейской эволюции Земли. Последнее вполне согласуется с результатами термобарометрии [1], пред-

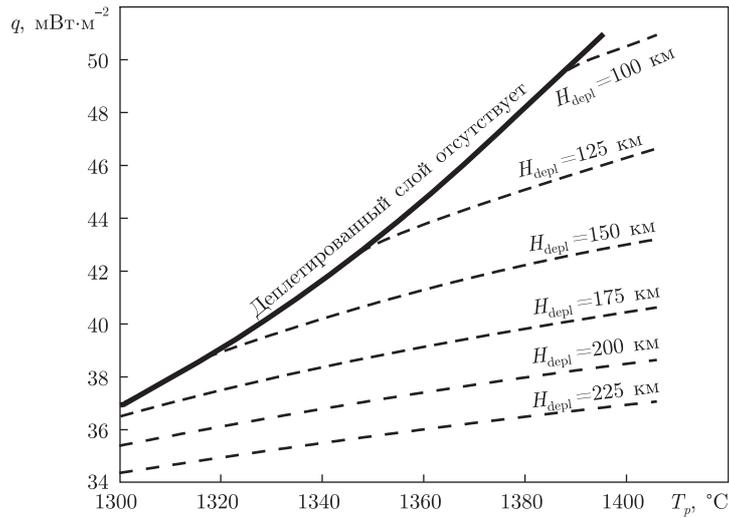


Рис. 2. Зависимость референтного теплового потока от потенциальной температуры и мощности деплетированного слоя.

Сплошная кривая соответствует случаю отсутствия деплетированной литосферы. Штриховые линии — зависимость $q(T_p)$ для значений мощности деплетированного слоя (вместе с корой) от $H_{\text{depl}} = 100$ км до $H_{\text{depl}} = 225$ км

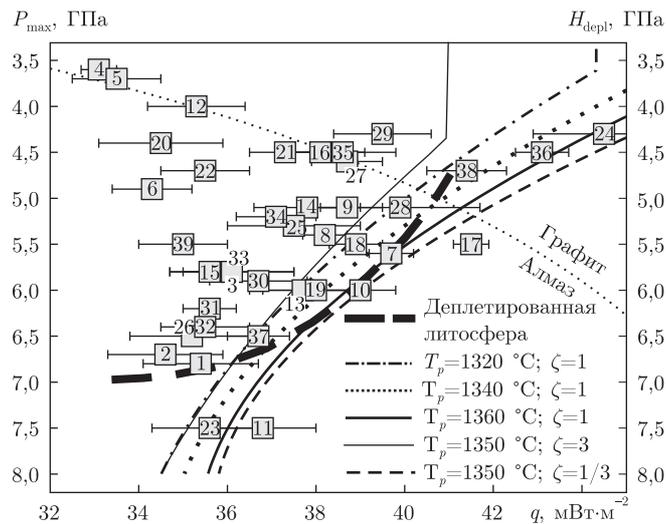


Рис. 3. Равновесное давление P_{max} для наиболее глубокого ксенолита и РТП q для 39 кимберлитов, перечисленных в табл. 1, см. [1] (цифры в квадрате на рисунке соответствуют нумерации, указанной в таблице). Жирная штриховая линия — граница деплетированной литосферы [3]. Остальные линии показывают зависимость РТП от мощности деплетированного слоя, показанной на правой оси ординат как литостатическое давление на подошве слоя

ставленными на рис. 3, и оценками глубины, до которой распространены деплетированные перидотиты [3].

Термобарометрия ксенолитов кимберлитов позволяет также оценить литосферную геотерму в эпоху извержения кимберлитов. Как видно из рис. 3, для рассмотренной выборки кимберлитов значения РТП варьируются более чем на $10 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ и при этом наблюдается явная тенденция уменьшения глубины наиболее глубокого ксенолита с ростом РТП. Ее

причиной может быть уменьшение температуры литосферы с ростом мощности деплетированного слоя. Как видно из рис. 2, при фиксированной T_p РТП убывает с увеличением H_{depl} . На рис. 3 приведена зависимость $q(H_{\text{depl}})$ (мощность деплетированной литосферы показана на правой оси ординат как давление на ее подошве) для трех значений современной T_p : 1320, 1340, 1360 °С и для $\zeta = 1$. Чтобы продемонстрировать, как влияет на эти решения неопределенность параметров (размер зерна, содержание воды и критическое число Релея; см. уравнения (5), (6)) на рис. 3 показаны также два решения при $T_p = 1350$ °С и $\zeta = 1/3$, $\zeta = 3$. Вертикальные участки кривых соответствуют случаю, когда реологический подслой отделился от деплетированного слоя (на рис. 2 — это участки штриховых линий, совпадающие со сплошной) и РТП не зависит от H_{depl} .

Численные решения хорошо согласуются с результатами термобарометрии (см. рис. 3) и свидетельствуют о том, что зависимость РТП от мощности литосферы может быть основным механизмом, определяющим вариации наблюдаемых литосферных геотерм в стабильных регионах, а также указывают на существование прямого контакта реологического подслой с литосферой. Это еще раз подтверждает, что в течение всей постархейской истории мантийная конвекция достигала подошвы деплетированной литосферы кратонов.

Таким образом, предпочтительная модель происхождения кимберлитов предполагает, что кимберлитовые расплавы возникают в процессе воздействия на литосферу мантийного плюма, “голова” которого, растекаясь, следует рельефу литосферно-астеносферной границы. При этом в течение всей постархейской истории мантийная конвекция достигала подошвы литосферы “кратонной” мощности (≥ 130 – 150 км), что является необходимым условием генерации расплавов кимберлитового состава. Предсказываемая моделью количественная связь между потенциальной температурой конвектирующей мантии, мощностью деплетированного слоя и тепловым потоком на поверхности хорошо согласуется с результатами термобарометрии. Модель объясняет также, почему наиболее глубокие ксенолиты часто являются сильно деформированными.

1. Арясова О. В., Хазан Я. М. Максимальная глубина ксенолитов, выносимых кимберлитами, и тепловое состояние литосферы // Доп. НАН України. – 2013. – № 3. – С. 95–101.
2. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx Thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. – 2000. – **139**. – P. 541–554.
3. Grütter H. S. Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // Lithos. – 2009. – **112S**. – P. 1167–1178.
4. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett. – 2011. – **307**. – P. 59–70.
5. Арясова О. В., Хазан Я. М. Взаимосвязь между трапсами, карбонатами и кимберлитами и ее возможные причины // Доп. НАН України. – 2012. – № 5. – С. 97–104.
6. Hirth G., Kohlstedt D. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists // Inside the Subduction Factory. Geophys. Monogr. Ser. / Ed. by J. Eiler. – Washington: AGU (D. C.), 2003. – **138**. – P. 83–105.
7. Jarvis G. T., Peltier W. R. Mantle convection as a boundary layer phenomenon // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1982. – **68**. – P. 385–424.
8. Stengel S. C., Oliver D. C., Booker J. R. Onset of convection in a variable-viscosity fluid // J. Fluid. Mech. – 1982. – **120**. – P. 411–431.
9. Korenaga J. Scaling of stagnant-lid convection with Arrhenius rheology and the effects of mantle melting // Geophys. J. Int. – 2009. – **179**. – P. 154–170.
10. Herzberg C., Asimow P. D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2007. – **8**. – Q02006.

11. Schutt D. L., Lesher C. E. Effects of melt depletion on the density and seismic velocity of garnet and spinel lherzolite // J. Geophys. Res. – 2006. – **111**. – B05401.
12. Skemer P., Karato S. Sheared lherzolite xenoliths revisited // J. Geophys. Res. – 2008. – **113**. – B07205.
13. Lehtonen M. L., O'Brien H. E., Peltonen P. et al. Layered lithospheric mantle at the edge of the Karelian Craton: P-T and compositions of kimberlitic xenocrysts and xenoliths from Kaavi-Kuopio, Finland // Lithos. – 2004. – **77**. – P. 593–608.
14. Mather K. A., Pearson D. G., McKenzie D. et al. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. – 2011. – **125**. – P. 729–742.
15. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // Earth Planet. Sci. Lett. – 2010. – **292**. – P. 79–88.

*Институт геофизики им. С. И. Субботина
НАН Украины, Киев*

Поступило в редакцию 11.09.2012

О. В. Арясова, Я. М. Хазан

Взаємодія мантійної конвекції з літосферою і походження кімберлітів

Досліджено фізичний механізм, що контролює формування сталої границі між областями кондуктивного й конвективного теплопереносу в мантії (літосферно-астеносферної границі – ЛАГ). В узгодженні з термобарометрією ксенолітів кімберлітів з моделі випливає, що під кратонами ЛАГ збігається з подошовою області поширення деплетованих порід протягом всієї постархейської історії Землі. Результати роботи підтримують модель, яка приймає, що кімберлітові розплави виникають при взаємодії “голови” мантійного плюму з літосферою.

O. V. Aryasova, Ya. M. Khazan

Interaction of mantle convection with the lithosphere and kimberlite origin

The physical mechanism controlling the formation of a stable boundary between regions of conductive and convective heat transfer in the mantle (lithosphere-asthenosphere boundary – LAB) is studied. In agreement with kimberlite xenolith thermobarometry, it follows from the model that, beneath cratons, LAB coincides with the bottom of the depleted region throughout all the post-Archean Earth history. The present results support the model assuming that kimberlite melts originate from the interaction of a mantle plume ‘head’ with the lithosphere.