РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

Том II

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ: СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ, РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ

МОСКВА
2014

В.В. Славинский[1]

Особенности теплового режима литосферы складчатых поясов

Граница литосфера–астеносфера обычно определяется по пересечению кондуктивной геотермы литосферы с конвективной геотермой астеносферы, которая аппроксимируется адиабатой [1]. Из этого следует, что температура основания литосферы (T_L, °C) должна незначительно увеличиваться (~0.4 °C/км) с возрастанием толщины литосферы (H_L, км). Однако результаты нашей термобарометрии ксенолитов пород литосферной мантии в щелочных базальтах и кимберлитах показывают совершенно иные зависимости $T_L(H_L)$ как для океанической литосферы, так и для литосферы протерозой-фанерозойских складчатых поясов и архейских кратонов.

На основании ксенолитной термобарометрии с учётом сейсмических данных получены уравнения геотерм мантии Тихоокеанской плиты

$$T = 1185 - 60.7t^{1/2} + 1255t^{-1/2}P \qquad (1)$$

и её толщины

$$H_L = 12 + 8.7t^{1/2}, \qquad (2)$$

где T – температура в °C, P – давление в ГПа, t – возраст коры в млн лет, $70 \le t \le 110$.

По уравнениям (1) и (2) между T_L и H_L в интервале $40 \le t \le 180$ млн лет существует сильная обратная линейная зависимость

$$T_L = 1730 - 7.56H_L \qquad (3)$$

из-за более быстрого охлаждения океанической литосферы, чем нижележащей астеносферы. Тепловой поток из астеносферы через основание литосферы, называемый астеносферным тепловым потоком (q_A, мВт/м^2), быстро уменьшается с охлаждением (утолщением) Тихоокеанской плиты согласно уравнению

$$H_L = 12 + 356Kq_A^{-1}, \qquad (4)$$

где K – коэффициент теплопроводности литосферной мантии в Вт/(м·К), например, $K = 3.5$ Вт/(м·К).

В верхнем слое океанической астеносферы градиент температуры гораздо больше адиабатического. Температура астеносферы достигает наивысших значений в центральной части её среднего слоя, которая движется от срединно-океанического хребта к континенту с наиболь-

[1] Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

шей скоростью и отличается максимальной радиальной анизотропией скоростей *P*- и *S*-волн наряду с минимальными изотропными значениями скорости *S*-волн. Глубина самой горячей астеносферы увеличивается с возрастом вышележащей зрелой ($t > 50$ млн лет) коры Тихоокеанской плиты от 120 [2] – 130 [3] км до ~140 [2] – 150 [3, 4] км. Вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия она уменьшается до ~70–80 км [5, 6].

В областях сильно утонённой фанерозойской литосферы, относящихся к пассивным континентальным окраинам: северо-запад острова Шпицберген (четвертичные вулканы Сверрефьеллет, Хальвданпигген и Сигурдфьеллет), палеозойский каледонский складчатый пояс; зона Стоэлл (четвертичные вулканы), самая западная часть палеозойского Лакланского складчатого пояса на юго-востоке Австралии; раннемеловой рифт Анца (четвертичный вулкан Марсабит, Северная Кения), позднепротерозойский Мозамбикский складчатый пояс, – толщина литосферы (H_L = 70, 80 и 105 км соответственно) не превышает толщину Тихоокеанской плиты, и зависимости $T_L(H_L)$ и $H_L(q_A)$, рассчитанные, как и все последующие уравнения, методом наименьших квадратов (число измерений $n = 3$), подобны уравнениям (3) и (4)

$$T_L\ (\pm 2\ ^\circ\mathrm{C}) = 1422 - 3.78H_L\ , \tag{5}$$

$$H_L\ (\pm 0.3\ \text{км}) = 22.7 + 1610q_A^{-1}. \tag{6}$$

В уравнениях (5), (6) и далее в скобках дано стандартное отклонение функции.

Уравнения (5) и (6) не могут быть объяснены так, как уравнения (3) и (4), поскольку континентальная литосфера и астеносфера под ней охлаждаются очень медленно.

Литосферная плита перемещается потоком океанической астеносферы [7], поэтому под литосферу пассивной окраины континента погружается та часть океанической астеносферы, которая движется быстрее плиты, т.е. почти вся астеносфера, за исключением её самого нижнего слоя. В частности, поток астеносферы, охлаждённой под Атлантическим океаном, прослеживается на сейсмотомограммах под литосферой окраин африканских архейских кратонов (Каапваальского, Конго и Западно-Африканского) до глубин ~800 км [8] и ~600 [9, 10], ~1000 км [8] по повышенным скоростям *P*- и *S*-волн соответственно. Этот поток холоднее окружающей мантии на ~150 °C на глубине 350 км согласно бóльшим на 1–2 % скоростям *S*-волн [9] и проходит переходную зону верхней мантии (410–660 км). Поэтому под западной окраиной Каапваальского кратона переходная зона на 20 км толще, чем под его центральной частью (район Кимберли) с самой толстой литосферой [11].

Под тонкой позднепротерозой-фанерозойской литосферой пассивной окраины субдуцирующая океаническая астеносфера находится на меньшей глубине, чем под толстой раннепротерозойской литосферой, и из неё поступает больше воды в клин континентальной астеносферы между основанием континентальной литосферы и кровлей океанической астеносферы. Уменьшение вязкости этого астеносферного клина за счёт привноса воды и других летучих компонентов усиливает в нём конвекцию и вызывает больший приток горячего вещества из нижней мантии, образующего астеносферу под континентом, а следовательно, увеличение q_A и T_L. Под очень тонкой (сильно утонённой субдукционной эрозией) континентальной литосферой астеносферного клина нет, и потому такая литосфера, подобно преддуговой литосфере активных континентальных окраин, характеризуется низкими значениями q_A и T_L.

Под литосферу активных окраин континентов погружаются океаническая литосфера и вся океаническая астеносфера с меньшим, чем в литосфере, содержанием воды. Из них обеих в астеносферный клин поступает гораздо больше воды, чем при дегидратации только океанической астеносферы. В результате в клине активной окраины температуры пород значительно выше, а температуры их плавления намного ниже, чем в клине пассивной окраины. Поэтому субдукция океанических литосферы и астеносферы, в отличие от субдукции только океанической астеносферы, вызывает плавление пород клина (перидотитов) и дуговой магматизм.

О нагреве астеносферного клина в задуговой области активной окраины можно судить по параметрам литосферы (T_L = 1163 °C, H_L = 100 км, q_A = 26.6 мВт/м^2) плиоцен-четвертичного вулканического поля Пали-Аике, Южная Патагония, находящегося в ~400 км к северо-востоку от Чилийского жёлоба и в более чем 200 км от Андской Австральной вулканической зоны. По уравнениям (5) и (6) в этом районе патагонской задуговой области T_L и q_A больше (ΔT_L = 119 °C, Δq_A = 5.8 мВт/м^2), чем при той же толщине литосферы в обстановке пассивной окраины. С учётом более низкого радиогенного корового теплового потока поля Пали-Аике, чем при выводе (5), ΔT_L > 119 °C. Под вулканической дугой превышения ΔT_L и Δq_A ещё больше.

Под архейской континентальной литосферой, утонённой в раннепротерозойские эпохи складчатости до H_L = 165–175 км (и потому с неалмазоносными вулканитами), которые давно примыкают к пассивным окраинам: северная окраина кратона Вайоминг, США (эоценовые кимберлитовые трубки Уильямс); канадская северная окраина кратона Рей

(меловые кимберлитовые трубки острова Сомерсет); подвижный пояс Намаква, Южная Африка (меловые кимберлитовые трубки поля Гибеон); восточная окраина Танзанийского кратона (четвертичный вулкан Лашейн), – субдуцирующая океаническая астеносфера находится на столь больших глубинах, что её слабая дегидратация мало влияет на конвекцию в астеносферном клине. Астеносферный тепловой поток становится минимальным (q_A = 10.0–11.0 мВт/м^2), как видно из общей зависимости $H_L(q_A)$ для литосферы протерозой-фанерозойских складчатых поясов ($n = 7$)

$$H_L\ (\pm 3\ \text{км}) = 26 + 1530 q_A^{-1} \qquad (70 \le H_L \le 175\ \text{км}). \tag{7}$$

Субдукция океанической астеносферы совсем не влияет на T_L и H_L мало утонённой литосферы архейских кратонов. Например, для Каапваальского кратона по данным термобарометрии ксенолитов и включений в алмазах из кимберлитовых трубок группы Кимберли, Фрэнк-Смит, Финш, Яхерсфонтейн и Северного Лесото

$$T_L\ (\pm 35\ °\text{C}) = 5.19 H_L\,, \tag{8}$$

$$H_L\ (\pm 3\ \text{км}) = 548 - 3510 q_A^{-1} \qquad (235 \le H_L \le 270\ \text{км}). \tag{9}$$

Согласно уравнениям (8) и (9) центральная и наиболее горячая часть восходящего потока из нижней мантии находится под самой толстой литосферой района Кимберли (H_L = 270 км). Континентальная астеносфера, образуемая этим потоком, более истощена летучими и другими несовместимыми компонентами, чем океаническая астеносфера. Континентальная литосфера утолщается по мере охлаждения за счёт такой истощённой астеносферы. Она нарастает быстрее там, где значения q_A ниже, так что со временем уменьшается перепад толщины литосферы между архейским кратоном и граничащим с ним раннепротерозойским складчатым поясом.

Литература

1. *Jaupart C., Mareschal J.-C.* Heat flow and thermal structure of the lithosphere / Watts A.B. (ed.) // Treatise on geophysics. V. 6: Crust and lithosphere dynamics. Oxford: Elsevier, 2007. P. 217–251.

2. *Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Zhong S.-J.* Cooling history of the Pacific lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 226, № 1–2. P. 69–84.

3. *Lekic V., Romanowicz B.* Tectonic regionalization without a priori information: a cluster analysis of upper mantle tomography // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 308, № 1–2. P. 151–160.

4. *Nettles M., Dziewoński A.M.* Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № B2, B02303. P. 1–27.

5. *Yang Y., Forsyth D.W., Weeraratne D.S.* Seismic attenuation near the East Pacific Rise and the origin of the low-velocity zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258, № 1–2. P. 260–268.

6. *Anderson D.L.* Hawaii, boundary layers and ambient mantle – geophysical constraints // J. Petrol. 2011. V. 52, № 7–8. P. 1547–1577.

7. *Bird P., Liu Z., Rucker W.K.* Stresses that drive the plates from below: definitions, computational path, model optimization, and error analysis // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № B11, B11406. P. 1–32.

8. *Houser C., Masters G., Shearer P., Laske G.* Shear and compressional velocity models of the mantle from cluster analysis of long-period waveforms // Geophys. J. Int. 2008. V. 174, № 1. P. 195–212.

9. *King S.D., Ritsema J.* African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons // Science. 2000. V. 290, № 5494. P. 1137–1140.

10. *Ritsema J., Deuss A., van Heijst H.J., Woodhouse J.H.* S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // Geophys. J. Int. 2011. V. 184, № 3. P. 1223–1236.

11. *Stankiewicz J., Chevrot S., van der Hilst R.D., de Wit M.J.* Crustal thickness, discontinuity depth, and upper mantle structure beneath southern Africa: constraints from body wave conversions // Phys. Earth Planet. Int. 2002. V. 130, № 3–4. P. 235–251.

В.Н. Смирнов[1]

Процессы горообразования в Верхоянско-Чукотской области в позднем мезозое и кайнозое

Верхоянско-Чукотская область горообразования – одна из крупнейших на северо-востоке Азии. Она занимает территорию, простирающуюся к востоку от рр. Лены, Алдана, Маи до Чукотского полуострова. Ее зарождение в позднеюрско-раннемеловое время связывается с коллизией Арктического и Сибирского континентов [1, 2]. Вследствие этого в ней были консолидированы разнородные структурные подразделения мезозоид, сформировавшихся в разных геодинамических обстановках [1].

В конце мезозоя и в кайнозое большая часть Верхоянско-Чукотской области была преобразована последующими геодинамическими про-

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия