УДК 550.3+551.1

doi: 10.30730/2541-8912.2018.2.4.269-279

Латеральные и радиальные плотностные неоднородности континентальной и океанической литосферы, их связь с процессом образования земной коры

© В. Н. Сеначин, М. В. Сеначин*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия *E-mail: HouseNew2015@yandex.ru

Приводятся результаты по изучению плотностных неоднородностей литосферы континентов и океанов на основе расчета аномалий «свободной поверхности» мантии (СПМ). Задача данного исследования – объяснить причину наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мощности земной коры, которая была открыта отечественными учеными в 1980-х годах, но до сих пор не получила разумного объяснения. Результаты проведенных исследований показали явную связь глубины СПМ с механизмами образования земной коры, которая подтверждает предположение ряда ученых о различном способе образования коры в архее и в последующих этапах развития Земли.

Ключевые слова: «свободная поверхность» мантии, неоднородности, рифтовые зоны, граница Мохоровичича, цифровая модель, мантия, глубина, эклогиты.

Lateral and radial density heterogeneities of the continental and oceanic lithosphere and their connection with the process of formation of earth's crust

Vladimir N. Senachin, Maksim V. Senachin*

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia *E-mail: HouseNew2015@yandex.ru

In this paper, we present the results on the study of density heterogeneities in the lithosphere of continents and oceans on the basis of calculation of the anomalies of the free surface of the mantle. The task of this study is to explain the reason for the observed dependence of the depth of the free surface of the mantle from the thickness of the earth's crust. This dependence was discovered by Soviet scientists in the eighties of the last century, but it still received no reasonable explanation. The results of the conducted studies showed an explicit relationship between the depth of the free surface of the mantle and the mechanisms of crustal formation. So, the assumption of numerical scientists has been confirmed, concerning the different way of crust formation in the Archean and in subsequent stages of the Earth's development.

Keywords: free mantle surface (FMS), heterogeneities, rift zones, Moho boundary, digital model, mantle, depth, eclogites.

Введение

«Свободной поверхностью» мантии называют гипотетическую поверхность твердой Земли, образуемую мантией при изостатическом снятии с нее нагрузки земной коры (включая водный слой). Реально на Земле такую поверхность мы наблюдать нигде не можем, но ее можно рассчитать (см. подробнее [Сеначин, 2006]). Расчет глубины «свободной поверхности» мантии (СПМ) позволил выявить основные закономерности распределения глубины СПМ на континентах и океанах. Так, было обнаружено, что в континентальной литосфере глубина СПМ растет с увеличением

Работа выполнена в рамках государственного задания ИМГиГ ДВО РАН.

мощности коры. При этом степень увеличения глубины СПМ такова, что ее невозможно объяснить неправильным выбором плотности мантии при моделировании, так как полное устранение данной зависимости достигается при уменьшении плотности мантии ρ_m до 3.0 г/см³, что нереально для этого слоя.

М.Е. Артемьев со своими коллегами на основании полученных данных сделали вывод о наличии в континентальной литосфере латеральных плотностных неоднородностей, величина которых (мощность, или плотность) растет с ростом мощности коры [Артемьев, 1987]. Однако до сих пор неизвестно, какие процессы приводят к возникновению данных неоднородностей.

Чтобы ответить на данный вопрос, авторы провели изучение зависимости глубины СПМ от мощности коры в континентальной и океанической литосфере на основе современных моделей земной коры CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000] и AsCRUST [Баранов, 2008]. При этом учитывалось влияние радиального изменения плотности в мантии на глубину СПМ.

Расчет глубины СПМ на континентах и в океанах по данным цифровых моделей земной коры

Модель *CRUST 2.0.* На рис. 1 показана схема распределения глубины СПМ на всей поверхности Земли, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0.

Глубина СПМ зависит от температурного режима литосферы, наличия плотностных неоднородностей в ней и от степени ее изостатической скомпенсированности [Сеначин и др., 2018]. Изостатическая нескомпенсированность в моделях земной коры с разрешением $\leq 1^{\circ}$ проявляется слабо, что связано с осредненным характером используемых данных. Только в активных конвергентных зонах – в островных дугах и глубоководных желобах – наблюдаются заметные аномалии. вызванные изостатической нескомпенсированностью этих структур. Поэтому в дальнейшем будем рассматривать все данные вне этих структур как изостатически скомпенсированные. Соответственно, все аномалии глубины СПМ в рассматриваемых нами структурах будут показывать нам плотностные неоднородности, расположенные в литосферной части мантии.

Континенты имеют в целом более древнюю, более холодную, чем океаны, литосферу [Artemieva, 2006] и поэтому обладают бо́льшими в сравнении с ними глубинами СПМ (рис. 2). Кроме того, уже здесь отмечается явная зависимость от мощности коры. Так, в платформенных областях материков глубина СПМ составляет в основном 5.0–5.5 км; в горных областях она увеличивается до 6–6.5 км, а в современных коллизионных зонах, таких как Тибет и Анды, достигает 8 км.



Рис. 1. Глубина «свободной поверхности» мантии, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0.

В океанах хорошо выделяются срединно-океанические хребты с подъемом уровня СПМ до 2.5–3 км, в то время как зрелые океанические котловины по глубине СПМ достигают 4.5–5 км, в чем сходны с континентальными платформами (рис. 3).

Таким образом, в целом по Земле в устойчивых тектонических структурах на континенте и океане глубина СПМ находится в пределах 4.5–5.5 км. Рифтовые зоны на континенте и в океане характеризуются повышенным уровнем СПМ, что связано с увеличением прогрева литосферы. Зоны субдукции на Тихоокеанском континентальном обрамлении проявляются парой смежных аномалий повышенного и пониженного уровня СПМ, соответствующих вулканическим поясам и глубоководным желобам, что, как уже отмечалось, связано с изостатической нескомпенсированностью этих структур.

Океаническая литосфера, зарождаясь в срединно-океанических хребтах, по мере отодвигания от них охлаждается, что при-



Рис. 2. Линейная зависимость глубины СПМ от мощности твердой коры по данным модели CRUST 2.0.

водит к ее уплотнению и, соответственно, углублению дна океана. Этот процесс в течение первых 60–70 млн лет достаточно точно объясняется моделью охлаждающегося полупространства, в соответствии с которой связь глубины СПМ с возрастом литосферы описывается выражением

$$h_{\rm CIIM} = A + B\sqrt{T}, \qquad (1)$$

где *А* и *В* – коэффициенты, зависящие от начального уровня СПМ и коэффициента термального расширения мантии, а *T* – возраст литосферы [Сеначин, 2006].

По данным модели CRUST 2.0 получается следующая зависимость, рассчитанная по всем океанам:

$$h_{\rm CIIM} = 2.8 + 0.184\sqrt{T}.$$
 (2)

В этих расчетах использовались данные возраста океанической литосферы [Müller et al., 1997].

На рис. 2 приведен график зависимости глубины СПМ от мощности коры, построенный по данным по модели CRUST 2.0. Коэффициент корреляции глубины СПМ с мощностью коры составляет 0.66; сама линейная зависимость выражается формулой

$$h_{\rm CIIM} = 3.8 + 0.02 M_{\rm K}$$

где M_{ν} – мощность коры без водного слоя.



Рис. 3. Глубина «свободной поверхности» мантии Центральной и Южной Азии. Жирной линией показана граница области моделей земной коры AsCRUST-08 [Баранов, 2008, 2010] и CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000].

Геосистемы переходных зон, 2018, т. 2, № 4, с. 269–279

На рис. 2 разные участки графика показывают разную степень увеличения глубины СПМ с ростом мощности коры. Так, континентальная кора мощностью от 33 до 50 км имеет максимальную степень роста глубины СПМ (около 0.05 км на каждый километр увеличения мощности коры), в то время как континентальная кора мощностью от 50 км и выше проявляет обратную тенденцию – подъем уровня СПМ с ростом мощности коры. Кора такой мощности присутствует только в районах Тибета и Анд, и образуется она за счет надвига одного континентального блока на другой [Романюк, 2009; Cawood et al., 2009; Li et al., 2008; Yang, Liu, 2009].

Модель AsCRUST-08 [Баранов, 2008, 2010; Сеначин, Баранов, 2010; Коптев и др., 2012]. Модель охватывает один из наиболее сложных с точки зрения тектоники регион Центральной и Южной Азии, расположенный в области географических координат от 25 до 55° с. ш. и от 20 до 145° в. д.

AsCRUST-08 – это уточненная цифровая модель земной коры, включающая глубину границы Мохоровичича, мощности отдельных слоев коры и распределение скоростей продольных сейсмических волн в этих слоях. Как отмечает автор данной модели А.А. Баранов [Баранов, 2010], при ее построении было проанализировано большое количество новых данных по отраженным, преломленным и поверхностным волнам от землетрясений и взрывов. Все они были интегрированы в единую модель с разрешением 1°×1°. Результаты были представлены в виде 10 цифровых карт, определяющих глубину до границы Мохо, мощности верхней, средней и нижней части консолидированной коры, а также плотности и скорости продольных волн в этих слоях.

Распределение глубины СПМ в Азиатском регионе, рассчитанное по данным моделей AsCRUST-08 и CRUST 2.0 (вне области AsCRUST), представлено на рис. 3. Глубина СПМ рассчитывалась по вышеприведенной формуле (1).

Согласно проведенным одним из авторов расчетам, глубина СПМ в Центральной и Южной Азии (рис. 3) изменяется в значительных пределах: от 2 до 7 км, что объясняется наличием современной тектонической активности

в Альпийско-Гималайском складчатом поясе и развитием рифтов на северо-восточном обрамлении Африки. Наибольший подъем уровня СПМ наблюдается в Красном море, Аденском заливе и примыкающей к ним северной части Восточно-Африканской рифтовой долины. Наибольшая глубина СПМ – на востоке Тянь-Шаньских гор. Гималайские горы выделяются узкой зоной повышенного уровня СПМ в пределах 4–5.5 км, параллельно которой на юге прослеживается зона увеличенной глубины СПМ до 6 км, соответствующая, видимо, границе надвиговой зоны Азии на Индийской плите [Rajesh, Mishra, 2003].

Как видим на рис. 4, наблюдаемая зависимость в целом носит нелинейный характер, но эта нелинейность может быть вызвана современной тектонической активностью региона, проявляющейся на участках с аномально пониженной и аномально повышенной мощностью коры, т.е. на концах графика. Средняя часть графика, представляющая область зрелой, тектонически стабильной континентальной коры с мощностью в диапазоне примерно от 30 до 50 км, показывает явное увеличение глубины СПМ примерно на 0.3 км на каждый километр увеличения мощности коры.



Рис. 4. Зависимость глубины СПМ от мощности коры в регионе Центральной и Южной Азии по данным модели AsCRUST.

Радиальные изменения плотности: расчет линейных моделей

При расчетах с использованием формулы (1) априори предполагается, что плотность мантии не меняется с глубиной. Однако если проводить расчеты с учетом вероятных изменений плотности мантии с глубиной, то, как будет показано ниже, неизбежно появляется зависимость расчетной глубины СПМ от мощности коры.

Далее в моделях с учетом радиальных изменений плотности в мантии будем различать «расчетную» и «радиальную» глубину СПМ. Под расчетной будем понимать глубину СПМ, рассчитанную по формуле (1) при неизменной плотности мантии 3.3 г/см³, а под радиальной – глубину, задаваемую в модели радиального изменения плотности в соответствии с формулой (2). При этом в любой заданной модели радиальная глубина СПМ всегда неизменна, а расчетная будет меняться в зависимости от радиального распределения плотности и мощности коры.

Чтобы оценить вклад, который вносит радиальное изменение плотности мантии в расчетную зависимость глубины СПМ от мощности коры, мы провели численное моделирование глубинного положения земной коры разной мощности в такой мантии.

Допустим, плотность коры везде одинакова, а плотность мантии меняется по закону

$$\rho_{\rm M}(h) = \rho_0 + \alpha h, \qquad (3)$$

где ρ_0 – плотность мантии на уровне СПМ, h – глубина от уровня СПМ, α – коэффициент изменения плотности мантии с глубиной. Тогда равновесие масс нагрузки и компенсации в мантии, которые разделяются по уровню СПМ, с изменением плотности по глубине можно представить следующим образом:

$$m_1\rho_{\kappa} = m_2(\rho_0 + \alpha m_2/2 - \rho_{\kappa}),$$
 (4)

где m_1 — мощность слоя нагрузки (верхняя часть коры до уровня СПМ); m_2 — мощность слоя компенсации (нижняя часть коры от уровня СПМ) (рис. 5); ρ_0 — плотность мантии на уровне СПМ; ρ_{κ} — средняя плотность коры. Учитывая, что мощность всей коры



Рис. 5. К выводу формулы расчета глубины СПМ в мантии с градиентной плотностью.

 $M_{\kappa} = m_1 + m_2$, уравнение (4) можно переписать в виде

$$M_1 \rho_\kappa = m_2 (\rho_0 + \alpha m_2 / 2).$$
 (5)

Радиальную глубину СПМ, которая, как уже отмечалось, в модели радиального изменения плотности должна быть постоянной (обозначим ее как $H'_{\text{СПМ}}$), можно вычислить, если из глубины Мохо вычесть мощность компенсационного слоя (m_2) :

$$H_{\text{CIIM}} = H_m(M_{\text{K}}) - m_2 = H_m(M_{\text{K}}) - \frac{1}{\alpha} \left(\rho_0 - \sqrt{\rho_0^2 + 2\alpha \rho_{\text{K}} M_{\text{K}}} \right).$$
(6)

Последнее уравнение дает нам возможность определить, как будет меняться расчетная глубина СПМ в градиентной среде. Для этого надо задать все параметры градиентной среды, включая $H'_{\text{СПМ}}$, и определить глубину до границы Мохо.

В океанической литосфере дополнительную нагрузку несет водный слой, мощность которого зависит от мощности твердой коры и определяется условием изостатического выравнивания. Поэтому выражение оказывается несколько более сложным:

$$H_{\text{CHM}}^{'} = H_{m}(M_{\text{K}}) - \frac{1}{\alpha}(\rho_{0} - \rho_{\text{B}}) - \sqrt{(\rho_{0} - \rho_{\text{B}})^{2} + 2\alpha \left(M_{\text{K}}\rho_{\text{K}} + \rho_{\text{B}}\left(H_{\text{CHM}}^{'} - M_{\text{K}}\right)\right)}.$$
(7)

На рис. 6 показаны кривые теоретических зависимостей глубины СПМ от мощности коры, полученные на основе расчетов с использованием формул (1), (5) и (6) при $H'_{\text{СПМ}} = 4$ км и различных значениях α и начальной плотности на уровне СПМ.

В моделях с начальным значением плотности мантии $\rho_0 = 3.3$ г/см³ (рис. 6А) положительные значения α соответствуют нарастанию плотности с глубиной, а отрицательные – уменьшению. Как видим, степень изменения глубины СПМ в этом случае оказывается нелинейной. Кроме того, и форма кривых отличается от полученной нами экспериментальной зависимости в Азиатском регионе.

Если предположить, что плотность мантии на уровне СПМ составляет 3.2 г/см³ и линейно увеличивается с глубиной (рис. 6Б), то форма кривых меняется и становится схожей с экспериментальной зависимостью.



Рис. 6. Изменение глубины СПМ в модели радиального изменения плотности с разным коэффициентом нарастания (a > 0) и убывания: (a < 0). А и Б – кривые, рассчитанные с увеличением и уменьшением плотности с глубиной относительно начального значения на уровне СПМ 3.3 г/см³ (А) и 3.2 г/см³ (Б); В – результат подбора модели радиального изменения плотности по экспериментальной кривой зависимости глубины СПМ от мощности коры по данным модели AsCRUST. 1 – полиномиальный тренд, определяющий зависимость СПМ от мощности коры по экспериментальным данным; 2 – кривая глубины СПМ, подобранная для континентальной мантии с линейным нарастанием плотности, 3 – то же, для океанической мантии.

На рис. 6В показан результат подбора распределения плотности мантии, максимально приближенного к тому, чтобы соответствовать полученной нами экспериментальной зависимости глубины СПМ от мощности коры.

Здесь, как видим, получается относительно неплохое совпадение только в том диапазоне мощности континентальной коры, где плотность нарастает от 3.23 г/см³ на глубине 30 км до 3.28 г/см³ на глубине 80 км. Для коры менее 30 км, большая часть которой находится в океане, можно подобрать соответствующую ей кривую только в том случае, если поднять уровень радиальной глубины СПМ до 3.2 км; плотность мантии при этом меняется от 3.2 г/см³ на уровне СПМ до 3.3 г/ см³ на глубине 30 км. Разность в радиальном уровне СПМ океанической и континентальной литосферы показывает, что верхняя мантия под океанами в целом менее плотная, чем под континентами, это выражается в более развитом слое астеносферы.

Как видим, результат подбора линейного изменения плотности в мантии дает существенно меньшие значения плотности, чем предполагается в принятой в настоящее время пиролитовой модели мантии. Это говорит в пользу существования латеральных плотностных неоднородностей, зависимых от мощности коры.

Радиальные изменения плотности: прямой расчет по экспериментальной зависимости

Приведенные выше оценки распределения плотности по глубине основываются на выявлении общей тенденции линейного изменения плотности с глубиной. Вместе с тем наши данные позволяют сделать оценку нелинейного распределения плотности по глубине, основываясь на двух предположениях: 1) вся изучаемая область изостатически скомпенсирована; 2) плотность мантии изменяется только по глубине и не меняется по латерали.

При соблюдении этих условий реальная глубина СПМ, названная нами радиальной, как уже отмечалось, должна быть всюду одинакова, а наблюдаемые изменения расчетных значений СПМ по формуле (1) с ростом мощности коры покажут нам изменение средней плотности в диапазоне от реальной глубины СПМ до текущей глубины Мохо. Для устранения разброса глубины СПМ в точках с одинаковыми или близкими значениями мощности коры проведем осреднение расчетных значений СПМ по глубине в диапазоне 1 км.

Для оценки уровня радиальной глубины СПМ рассчитаем ее величину для коры мощностью 33 км. Как показывают разные модели, кора с такой мощностью является пограничной между континентальной и океанической с уровнем верхней ее границы около 0 км. Плотность коры примем равной 2.85 г/см³, плотность мантии 3.3 г/см³, в результате получим радиальную глубину СПМ 4.5 км. Обозначим V_k – вес плотностной колонки в некоторой заданной точке k:

$$V_k = \sum_{i=1}^N m_i \rho_{i.}$$

Тогда формулу для расчета СПМ можно переписать в виде

$$H'_{\text{СПМ}} = H'_m - V_k / \rho_M$$
, откуда
 $\rho_M (H_m) = V_k / (H_m - H'_{\text{СПM}}).$ (8)

Последнее выражение позволяет рассчитать среднее значение плотности мантии в диапазоне глубины от СПМ (т.е. от 4.5 км) до границы Мохо в каждой точке модели. Значения V_k мы рассчитываем, основываясь на данных модели AsCRUST-08, значения H_m берем оттуда же. Рассчитанные данные распределения средней плотности континентальной мантии и уровня СПМ по глубине в диапазоне от 25 до 75 км показаны на рис. 7.

Средняя плотность мантии под континентами (рис. 7) изменяется в пределах 3.18– 3.28 г/см³ при среднем уровне 3.24 г/см³. Получение таких низких значений плотности можно объяснить лишь одной причиной: существованием латеральных плотностных неоднородностей под корой в определенных диапазонах ее мощности.

Таким образом, проведенные нами расчеты подтверждают наличие латеральных плотностных неоднородностей в литосферной мантии, зависимых от мощности коры.



Рис. 7. Изменение средней плотности подкоровой мантии (верхняя кривая) и уровня СПМ (нижняя кривая) в континентальной литосфере в зависимости от глубины границы Мохо по данным модели AsCRUST-08.

Латеральные плотностные неоднородности: вероятные причины их образования

Латеральные аномалии плотности в литосфере, несомненно, существуют. На это прямо указывают данные сейсмической томографии. Значительные пространственные изменения глубины СПМ в изостатически скомпенсированных регионах тоже свидетельствуют в их пользу. Однако наличие таких неоднородностей, меняющихся с изменением мощности коры, и их происхождение объяснить довольно трудно. Данные аномалии могут образоваться либо в процессе формирования (или наращивания) земной коры, либо после ее образования в ходе дальнейших эволюционных процессов, связанных, например, с охлаждением литосферы или с процессами метасоматоза под действием поднимающихся из глубин флюидов. Ответ на данный вопрос можно получить, если рассмотреть, как меняется связь глубины СПМ с мощностью коры в литосфере разного возраста.

На рис. 8 приведены графики, показывающие зависимость СПМ от мощности коры континентальной литосфере различного возраста в диапазоне мощности коры от 24 до 56 км. Как показано в работе [Christensen, Mooney, 1995], в данном диапазоне мощности находится подавляющая часть континентальной земной коры. При построении графиков использовались данные возраста литосферы И.М. Артемьевой [Artemieva, 2006]. На этих графиках видно, что в литосфере всех возрастов, за исключением архея, коэффициенты увеличения глубины СПМ с ростом мощности коры примерно одинаковы, т.е. связь глубины СПМ с мощностью коры в литосфере начиная с протерозоя практически не меняется.

На основании полученных нами данных (рис. 8) можно сделать вывод, что наблюдаемая зависимость глубины СПМ от мощности коры образуется, скорее всего, на стадии формирования самой земной коры. Явное различие в расчетной зависимости СПМ от мощности коры в архее и последующих этапах развития Земли объясняется различием в механизме образования коры в разные периоды времени [Вержбицкий и др., 2006; Шарков, 2000]. Так, на ранних этапах развития Земли земная кора, возможно, формировалась как результат действия плюмовой тектоники, а начиная с конца архея или с протерозоя преобладающее влияние на лик земной поверхности стала оказывать тектоника плит с наращиванием вещества земной коры в островных дугах под действием субдукции океанической литосферы. Поэтому есть все основания предполагать, что обнаруженная нами зависимость расчетной глубины СПМ с мощностью коры связана с процессом образования континентальной коры в зонах субдукции.



Рис. 8. Зависимость глубины СПМ от мощности и возраста коры в стабильной континентальной коре мощностью 24–56 км: А – архей (>2500 млн л. н.); Б – протерозой (570–2500); В – палеозой (245–570); Г – мезозой (66.4–245); Д – кайнозой (0–66.4 млн л. н.).

Чтобы убедиться в том, что причиной наблюдаемой связи глубины СПМ с мощностью коры в континентальной литосфере является способ ее образования, мы проверили на наличие такой связи океаническую кору.

Как известно, в океане есть горные хребты и поднятия, мощность коры под которыми сравнима с мощностью континентальной коры. Эти хребты и поднятия имеют, скорее всего, магматическое происхождение аналогично тому, как образовалась древняя континентальная кора в архее. Так, океанические поднятия, как предполагают многие исследователи, образуются в зонах тройного сочленения плит – плато Онтонг-Джава [Fitton et al., 2004], возвышенность Шатского [Вержбицкий и др., 2006; Хаин, 2002], а подводные хребты – это результат действия «горячих точек» на движущихся океанических плитах.

На карте распределения глубины СПМ, рассчитанной по данным модели CRUST 2.0 (рис. 8) видно, что большинство океанических поднятий и горных хребтов характеризуются слабоповышенным или близким к нормальному уровнем СПМ (см., например, возвышенности Хесса и Шатского, Чаттем, Императорский хребет, Гавайский хребет в Тихом океане, хребет 90-го градуса в Индийском океане и др.). Это дает основания полагать, что в океанической литосфере не должно наблюдаться ярко выраженной зависимости глубины СПМ от мощности коры.

На рис. 9 показаны графики зависимости глубины СПМ от мощности коры в океанической литосфере.

Верхний график рис. 9 показывает линейное нарастание глубины СПМ с ростом мощности коры. Коэффициент нарастания глубины СПМ с ростом мощности коры составляет 0.024 км/км, что в 2 раза меньше, чем в континентальной коре. Однако если из рассчитанных глубин СПМ убрать зависимость от возраста так, чтобы глубина СПМ зрелой океанической коры соответствовала аномальной глубине 0 км, то, как показывает нижний график рис. 9, зависимость от мощности коры в аномалиях СПМ демонстрирует уже слабое уменьшение глубины с ростом мощности коры с коэффициентом -0.004 км/км. Полученный в данном случае отрицательный коэффициент зависимости глубины СПМ от



Рис. 9. Зависимость аномальной глубины СПМ от мощности твердой коры в диапазоне 5–24 км в океанической литосфере: вверху – без поправки на влияние возраста литосферы в расчетных точках; внизу – исключено влияние зависимости от возраста.

мощности коры можно объяснить радиальным нарастанием плотности в океанической литосферной мантии зрелого возраста.

Модель образования латеральных плотностных неоднородностей в континентальной литосфере

Результаты проведенного исследования показали, что влияние радиального изменения плотности в подкоровой мантии на глубину СПМ недостаточно для того, чтобы им можно было объяснить всю наблюдаемую зависимость от мощности коры. Следовательно, в континентальной литосфере существуют латеральные плотностные неоднородности, зависимые от мощности коры.

Вместе с тем в древней литосфере докембрийского возраста, а также в современной океанической литосфере такая зависимость практически отсутствует. Это дает веские основания предполагать, что существуют два разных способа образования земной коры, которые активизировались в разные периоды развития нашей планеты.

Магматические извержения. Современная океаническая кора имеет магматическое происхождение: она зарождается в океанических спрединговых зонах или в областях океанических поднятий. Такая кора не имеет латеральных плотностных неоднородностей.

Предполагается, что древняя кора архея также магматического происхождения. Это предположение подкрепляется отсутствием в ней зависимости глубины СПМ от мощности коры. Кора, образованная в протерозое и фанерозое, имеет ярко выраженную зависимость глубины СПМ от мощности коры, происхождение которой нетрудно объяснить.

Древняя континентальная кора архея развивалась на основе существовавшей в то время плюмовой тектоники, в результате которой происходит подъем и излияние на поверхность расплавленного мантийного вещества. Этот процесс идет при полном сохранении баланса вещества (рис. 10А), и нагрузка на нижележащую мантию не меняется. Соответственно этому, не возникают и латеральные плотностные неоднородности: уровень глубины СПМ остается неизменным.



Рис. 10. Механизмы образования земной коры: А – магматические извержения, Б – субдукция.

Субдукция. Кора фанерозоя образуется в иных условиях – в условиях сжатия с привносом осадков извне, которые накапливаются в зонах субдукции. Это накапливающееся вещество неизбежно создает избыток масс, образующий дополнительную нагрузку на литосферу, тем самым увеличивая глубину СПМ (рис. 10Б).

Величина данной нагрузки практически не зависит от возраста континентальной коры. Это дает веские основания предполагать, что нагрузки создаются одновременно с образованием континентальной земной коры и сохраняются в дальнейшем. Сохранение этих неоднородностей в континентальной литосфере в течение миллиардов лет указывает на то, что они имеют «вещественную» природу, т.е. другой вещественный состав в сравнении с составом нормальной континентальной литосферной части мантии.

Природа подобного уплотнения неизвестна. Можно предположить, что оно образуется за счет верхней части базальтового слоя субдукцирующей океанической литосферы, его накопления в литосфере под островной дугой и последующей частичной или полной эклогитизации. Для обоснования данного предположения попробуем оценить, какое количество базальтового вещества требуется для образования латеральных плотностных неоднородностей в континентальной литосфере в зоне субдукции.

Прежде всего отметим, что если плотность мантии не имеет радиальных и латеральных изменений, то уровень СПМ в такой мантии должен быть всюду одинаковым. Далее предположим, что при погружении субдукцирующей плиты в мантию с ее верхней границы вместе с материалом осадочного слоя «соскребается» еще часть нижележащего базальтового вещества. Последнее по мере погружения океанической плиты в мантию под влиянием нарастающего давления уплотняется и переходит в фазу эклогитов, плотность которых выше плотности базальтов как минимум на 0.1 г/см³. В этом случае глубина СПМ в новообразованной коре будет увеличиваться соответственно нарастанию мощности эклогитового слоя. Следовательно, чем толще становится кора, тем больше базальтов накапливается в литосферной мантии, которые при последующей переработке переходят в эклогиты, что увеличивает глубину СПМ. Такой механизм создает континентальную литосферу с линейной зависимостью глубины СПМ от мощности коры.

Таким образом, плюмовая тектоника в архее – нет четкой связи с мощностью коры; субдукционная тектоника начиная с протерозоя – есть четкая связь. Согласно проведенным расчетам, 5 % мощности базальтового слоя океанической литосферы достаточно, чтобы обеспечить наблюдаемую зависимость от мощности коры. Источник наращивания земной коры – осадочный слой субдукцирующей литосферы, источник наращивания уплотнения в литосферной мантии начиная с палеозоя – «базальтовый» слой субдукцирующей литосферы. 1 % мощности «базальтового» слоя коры создает уплотнение в мантии, зависимое от мощности коры.

Попробуем оценить, какова должна быть мощность «эклогитового» слоя в континентальной литосфере, чтобы обеспечить наблюдаемую зависимость глубины СПМ от мощности коры. Графики зависимости глубины СПМ от мощности коры (рис. 8) показывают, что глубина СПМ линейно увеличивается с ростом мощности коры так, что на каждый километр глубины СПМ приходится примерно 0.05 км мощности новообразованной коры со средней плотностью 2.8 г/см³. Если кора образуется с участием эклогитов с плотностью 3.4 г/см³, то на каждый километр новообразованной коры понадобится примерно 0.04 км эклогитовой толщи.

Вышеописанный механизм показывает, как могут образовываться латеральные плотност-

ные неоднородности в условиях сжатия с привносом вещества извне. Этим условиям удовлетворяют существующие зоны субдукции.

Заключение

Результаты исследования показали, что влияние радиального изменения плотности в подкоровой мантии на глубину СПМ недостаточно для того, чтобы им можно было объяснить всю наблюдаемую зависимость ее от мощности коры. Следовательно, в континентальной литосфере существуют латеральные плотностные неоднородности, зависимые от мощности коры.

Величина латеральных плотностных неоднородностей в литосфере фанерозоя практически не зависит от возраста континентальной коры. Это дает веские основания предполагать, что они создаются одновременно с образованием континентальной земной коры и сохраняются в дальнейшем. Вместе с тем более вероятным представляется изменение плотности литосферной мантии под действием нагрузки земной коры, эффект которой не учитывается при расчете глубины СПМ.

Сравнение зависимости глубины СПМ от мощности континентальной земной коры, образованной в разные периоды, показало, что в земной коре, образованной в докембрийское время, глубина СПМ не зависит от мощности коры. В современной океанической коре также нет зависимости глубины СПМ от мощности. На основе этого можно уверенно предположить, что образование древней коры архея и современной океанической коры происходило одинаковым образом.

Список литературы

1. Артемьев М.Е. *Изостазия территории СССР*. М.: Наука, 1975. 216 с.

2. Баранов А.А. Интегральная модель коры для Центральной и Южной Азии – основа для геодинамического моделирования процессов в земной коре // *Вестн. Отд-ния наук о Земле РАН.* 2008. № 1 (26). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_ dggms/1-2008/informbul-3 2008/cw-3.pdf.

3. Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // *Физика Земли*. 2010. № 1. С. 37–50. [Baranov A.A. A new crustal model for central and Southern Asia. *Izv. Physics of the Solid Earth*, 2010, 46(1): 34-46. https://doi.org/10.1134/s1069351310010039]

4. Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Котелкин В.Д. Генезис океанических возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по геолого-геофизическим данным и результатам численного моделирования // *Геотектоника*. 2006. № 3. С. 82–93.

5. Коптев А.И., Ершов А.В., Баранов А.А., Погорелов В.В. Термальная мощность литосферы Центральной и Юго-Восточной Азии с использованием новой модели земной коры AsCRUST-08 // Материалы докл. Всерос. конф. «Третья тектонофиз. конф. в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы о Земле», Москва, 8–12 окт. 2012 г. М., 2012. Т. 2. С. 385–389.

6. Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // *Геотектоника*. 2009. № 4. С. 63–83.

7. Сеначин В.Н. Свободная поверхность мантии как индикатор геодинамических процессов (на примере Охотоморского региона) // Вестн. ДВО РАН. 2006. № 1. С. 18–25.

8. Сеначин В.Н., Баранов А.А. Оценка глубинного распределения плотности в литосфере Центральной и Южной Азии по данным о глубине свободной поверхности мантии // Физика Земли. 2010. № 11. С. 61–68.

9. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Сеначин М.В. Мантийные аномалии гравитационные и «свободной поверхности», их связь с глубинными процессами // Геосистемы переходных зон. 2018. Т 2, № 3. С. 196–224.

10. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51–59.

11. Шарков Е.В. Где исчезает континентальная литосфера? (Система вулканическая дуга – задуговый бассейн) // Вестн. ОГГГГН РАН, 2000. Т. 1, № 2. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggggms/2-2000/ sharkov.htm#begin.

12. Artemieva I.M. Global 1°×1 thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 416. P. 245–277. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022

13. Bassin C., Laske G., Masters G. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // *EOS Trans AGU*. 2000. Vol. 81. F897.

14. Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Timothy M.K., Walter D.M., Brian F.W. Accretionary orogens through Earth history // *Geol. Society, London, Special Publications.* 2009. Vol. 301 (1). P. 1–36. https://doi.org/10.1144/SP318.1

15. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788. https://doi.org/10.1029/95jb00259

16. Fitton J.G., Mahoney J.J., Wallace P.J., Saunders A.D. (eds). *Origin and evolution of the Ontong Java Plateau*. London, Bath: Geol. Soc. London, 2004. 374 p. (Geol. Soc. Spec. Publ.; N 229).

17. Li Ch., Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetian Plateau and Birma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 274. P. 157–168. https://doi.org/10.1016/j. epsl.2008.07.016

 Müller R.D., Roest R.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. Digital isochrons of the worldss ocean floor // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1997. Vol. 102 (B2). P. 3211–3214. https://doi.org/10.1029/96jb01781

19. Rajesh R., Mishra D. Admittance analysis and modelling of satellite gravity over Himalayas-Tibet and its seismogenic correlation // *Current Science-Bangalore*. 2003. Vol. 84 (2). P. 224–230.

20. Yang Y., Liu M. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: a 3D viscous flow model // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 465 (1-4). P. 128–135. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.002

Сведения об авторах

СЕНАЧИН Владимир Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория геодинамики и морской геологии, СЕНАЧИН Максим Владимирович, инженер-исследователь – лаборатория береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.