

**ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И
ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССОМ ОБРАЗОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

В.Н. Сеначин¹, А.А. Баранов^{2,3}

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, ул. Науки 1Б, г.Южно-Сахалинск,
693022, e-mail: geodyn@imgg.ru*

²*Институт физики земли РАН, г. Москва, e-mail: aabaranov@gmail.com*

³*Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики,
ул. Профсоюзная, 84/32 г. Москва, 117997*

Поступила в редакцию 4 апреля 2010 г.

В работе приводятся результаты изучения глубины свободной поверхности мантии (СПМ) на континентах и океанах. Рассматриваются причины наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мощности коры в континентальной литосфере. Оценивается влияние на глубину СПМ радиального изменения плотности в мантии. Результаты проведенных расчетов показывают, что наблюдаемая зависимость глубины СПМ от мощности коры вызвана, главным образом, латеральными плотностными неоднородностями в литосферной мантии, величина которых пропорциональна мощности коры. Происхождение данных неоднородностей может быть связано с процессом образования континентальной коры.

Ключевые слова: *изостазия, свободная поверхность мантии, земная кора, литосфера, плотностные неоднородности.*

ВВЕДЕНИЕ

Способность верхней оболочки Земли уравнивать все плотностные неоднородности, возникающие внутри или на ее поверхности, названная изостазией, стала известна еще с середины позапрошлого века. Современная изученность строения земной коры позволяет, используя почти повсеместную ее изостатическую скомпенсированность, определять плотностные неоднородности в мантийной части литосферы.

В настоящей работе приводятся результаты изучения плотностных неоднородностей литосферы континентов и океанов на основе аномалий свободной поверхности мантии. Цель работы – объяснить причину наблюдаемой зависимости глубины свободной поверхности мантии от мощности земной коры, которая была открыта советскими учеными в семидесятых годах прошлого века [1], но до сих пор не получила объяснения.

Результаты наших исследований показали явную связь глубины свободной поверхности мантии с механизмами образования земной коры, которая подтверждает предположение ряда ученых о различном

способе образования коры в архее и в последующих этапах развития Земли.

**СВОБОДНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ МАНТИИ:
ОПРЕДЕЛЕНИЕ И СВЯЗЬ С МОЩНОСТЬЮ КОРЫ**

Свободная поверхность мантии (далее – СПМ) – это одна из характеристик изостатического состояния земной поверхности. Она показывает, насколько поднята или опущена земная кора относительно нормального положения, необходимого для изостатического выравнивания литосферы с однородной по плотности мантией. Соответственно, в изостатически скомпенсированных регионах она дает нам информацию о плотностных неоднородностях в мантии, расположенных выше уровня изостатической компенсации; а там, где нет изостатической компенсации, по аномалиям СПМ можно судить о величине нескомпенсированных плотностных неоднородностей в мантии.

Расчет глубины СПМ, проведенный М.Е. Артемьевым [1], позволил выявить основные закономерности распределения глубины СПМ на континентах и океанах. Было обнаружено, что в континентальной литосфере глубина СПМ растет с увеличением мощ-

ности коры. При этом степень увеличения глубины СПМ такова, что ее невозможно объяснить неправильным выбором плотности мантии при расчете, т.к. полное устранение данной зависимости, как показано в [1], достигается при уменьшении значения ρ_m до 3.0 г/см^3 , что нереально для мантии.

На основании полученных данных был сделан вывод о наличии в континентальной литосфере латеральных плотностных неоднородностей, величина которых (т.е. мощность, либо плотность) растет с ростом мощности коры. Однако до сих пор неизвестно, какие процессы приводят к возникновению данных неоднородностей.

Чтобы ответить на этот вопрос, авторы настоящей работы провели изучение зависимости глубины СПМ в континентальной и океанической литосфере на основе современных моделей земной коры CRUST 2.0 [15] и AsCrust [2]. При этом учитывалось влияние радиального изменения плотности в мантии на глубину СПМ. Результаты выполненной работы приводятся ниже.

РАСЧЕТ ГЛУБИНЫ СПМ НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Геофизические данные, полученные мировым научным сообществом за последние полвека интенсивных исследований строения Земли, позволяют построить модель земной коры, охватывающей весь земной шар. Первая такая модель, получившая название CRUST 5.1, была разработана американскими геофизиками более 10 лет назад [21]. Эта модель, представляющая данные строения коры по сетке с осреднением $5^\circ \times 5^\circ$, основана на сейсмических данных и содержит информацию по скорости продольных и поперечных волн, плотности во всех слоях земной коры и в подкоровом слое и по глубинам границ, разделяющих кору на слои, включая границу Мохо. Позднее была составлена более детальная модель CRUST 2.0, содержащая данные строения коры с осреднением по сетке $2^\circ \times 2^\circ$ [15]. Обе модели доступны в сети Интернет на сайте <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>.

На рис. 1 показана схема распределения глубины СПМ на всей Земле, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0. Расчет глубины СПМ проводился с использованием формулы из [1]:

$$H_{\text{спм}} = H_m - \frac{1}{\rho_m} \sum_1^n m_i \rho_i, \quad (1)$$

где $H_{\text{спм}}$ – расчетная глубина СПМ, H_m – глубина подошвы земной коры, ρ_m – плотность мантии, m_i и ρ_i – соответственно мощность и плотность слоёв земной коры, осадков, воды и льда.

Количество слоев земной коры в нашей модели равно 7: водный слой, где он есть, три слоя осадков из модели [19] и три слоя коры. Все данные для этих слоев были взяты из цифровых моделей с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ для осадков, $2^\circ \times 2^\circ$ – для коры, $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ – для водного слоя (батиметрия).

Глубина СПМ зависит от температурного режима литосферы, наличия плотностных неоднородностей в ней и от степени ее изостатической скомпенсированности. Изостатическая нескомпенсированность в моделях земной коры с разрешением 1 градус и ниже проявляется слабо, что связано с осредненным характером используемых данных [1]. Только в активных конвергентных зонах островные дуги и глубоководные желоба имеют заметные аномалии, связанные с 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, холодную литосферу, чем океаны [14], и поэтому обладают большими глубинами СПМ в сравнении с последними (рис.1). Кроме того, уже здесь отмечается явная зависимость от мощности коры. Так, в платформенных областях материков глубина СПМ составляет в основном 5–5.5 км, в горных областях увеличивается до 6–6.5 км, а в современных коллизионных зонах, таких как Тибет и Анды, достигает 8 км.

В океанах хорошо выделяются срединно-океанические хребты подъемом уровня СПМ до $3 \div 2.5$ км, в то время как зрелые океанические котловины по глубине СПМ достигают $4.5 \div 5$ км, в чем приближаются к континентальным платформам.

Таким образом, в целом по Земле, в устойчивых тектонических структурах на континенте и океане глубина СПМ находится в пределах $4.5 \div 5.5$ 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, соответствующие вулканическим поясам и глубоководным желобам, что, как уже отмечалось, связано с изостатической нескомпенсированностью этих структур.

Океаническая литосфера, зарождающаяся в срединно-океанических хребтах, по мере отодвигания от

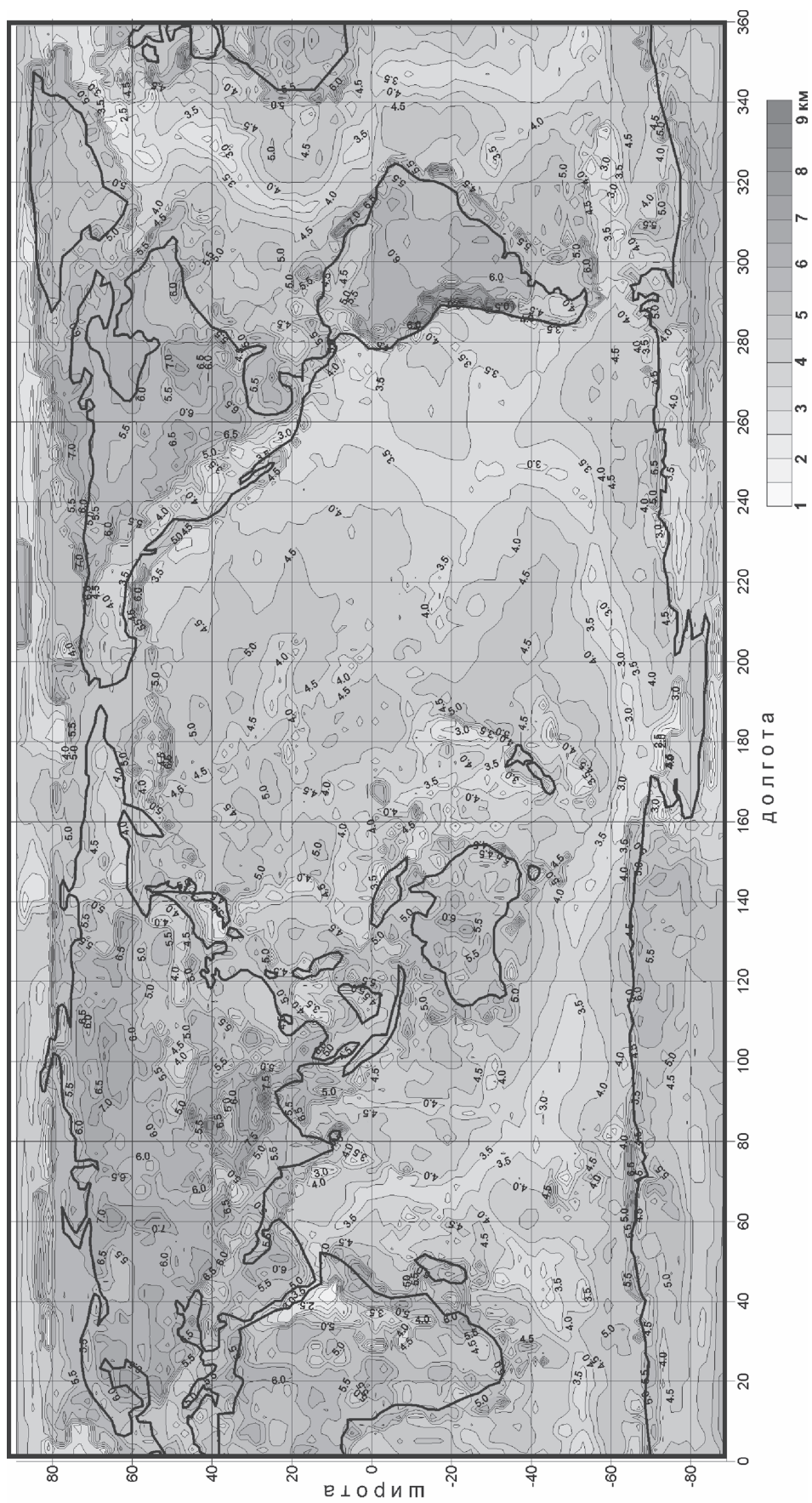


Рис. 1. Глубина свободной поверхности мантии, рассчитанная по данным модели CRUST 2.0.

них охлаждается, что приводит к ее уплотнению и, соответственно, увеличению глубины [22].

На рис. 2 приведен график зависимости глубины СПМ от мощности коры, построенный по данным модели CRUST 2.0. Сама линейная зависимость выражается формулой:

$H_{спм} = 3.8 + 0.02M_k$, где M_k – мощность коры без водного слоя.

Как показывает рис. 2, разные участки графика имеют 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 показывает 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 [7, 16, 20, 24].

Модель земной коры AsCrust-08 [2] включает в себя районы Центральной и Южной Азии, расположенные в области географических координат от 25° до 55° с.ш. и от 20 до 145° в.д.

Новые сейсмические данные, полученные за последние годы, создали основу для построения существенно более детальной модели коры, которая включает распределение плотностей и сейсмических скоростей в отдельных ее слоях и может быть использована для гравитационного моделирования и других приложений. В модели AsCrust особое внимание было уделено районам Аравии, Китая, Индии, Индокитая. Было проверено взаимное соответствие многочисленных разнородных данных, в результате чего наиболее надежные из них были использованы для построения унифицированной модели всего региона.

Уточненная цифровая модель земной коры, включает глубину границы Мохоровичича, мощнос-

ти отдельных слоев коры и распределение скоростей продольных сейсмических волн в этих слоях. 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 модели AsCrust и по данным модели земной коры CRUST 2.0 – вне области AsCrust, представлено на рис. 3. Глубина СПМ рассчитывалась по вышеприведенной формуле (1).

Согласно нашим 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 [23]. Тибетское плато на большей части своей площади характеризуется глубинами СПМ от 4.5 до 5.5 км (что существенно выше, чем показывает модель CRUST 2.0), и лишь на границе с Таримским бассейном наблюдается узкая зона с подъемом СПМ до 3 км; а на востоке – область углубления СПМ до 6.5 км.

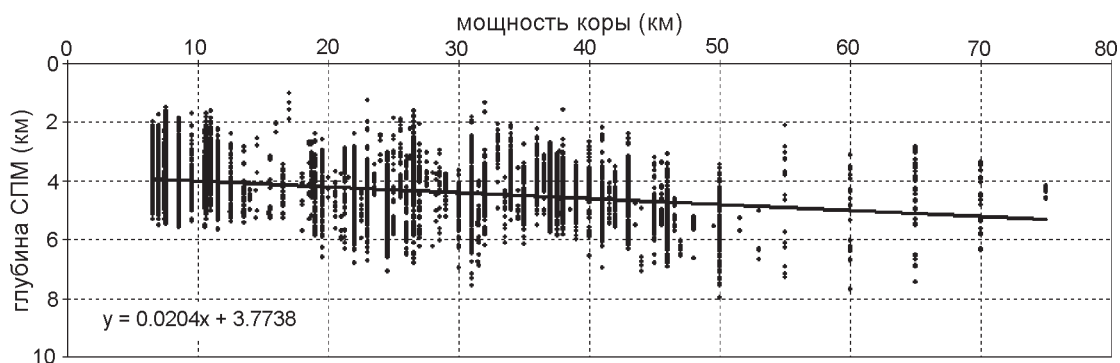


Рис. 2. График линейной зависимости глубины СПМ от мощности твёрдой коры, рассчитанный по данным модели CRUST 2.0.

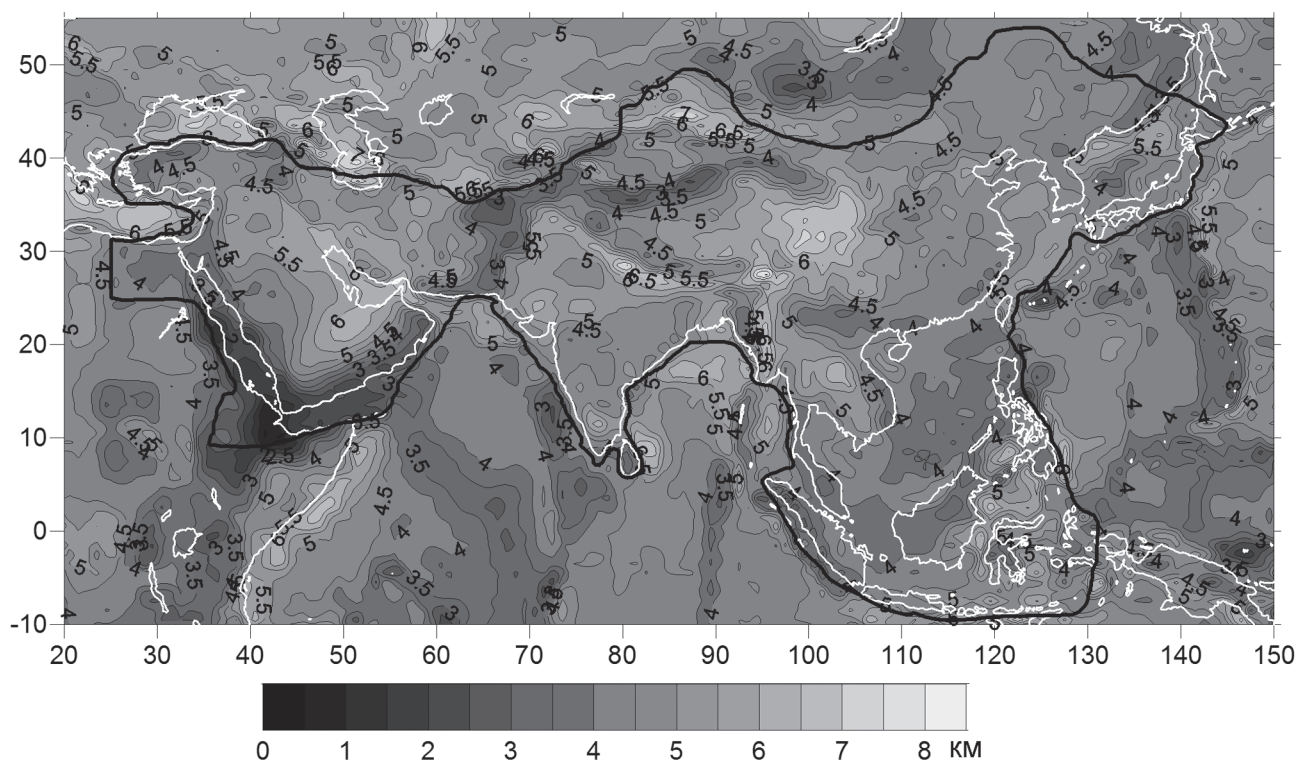


Рис. 3. Глубина свободной поверхности мантии Центральной и Южной Азии.

Жирной линией показана граница областей моделей земной коры AsCrust [2] и CRUST 2.0 [15]; белая линия – контуры суши.

Таримский бассейн при этом имеет нормальную глубину СПМ в пределах 4.5–5 км.

Несколько повышенный уровень СПМ (от 4 км и меньше) наблюдается в Индонезийском регионе. Возможно, это повышение связано с прогревом литосферы, характерным для задуговых регионов, находящихся над субдукционными зонами, которые охватывают данный регион с востока и запада [9].

На рис. 4. показан график зависимости глубины СПМ от мощности коры в регионе Центральной и Южной Азии, рассчитанный по данным модели AsCrust. Как видим, 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.

РАДИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ: РАСЧЕТ ЛИНЕЙНЫХ МОДЕЛЕЙ

При расчетах с использованием формулы (1) априорно 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” глубиной будем понимать глубину СПМ, рассчитанную по формуле (1) при неизменной плотности мантии 3.3 г/см^3 , а под “радиальной” глубиной СПМ – 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 “расчет-

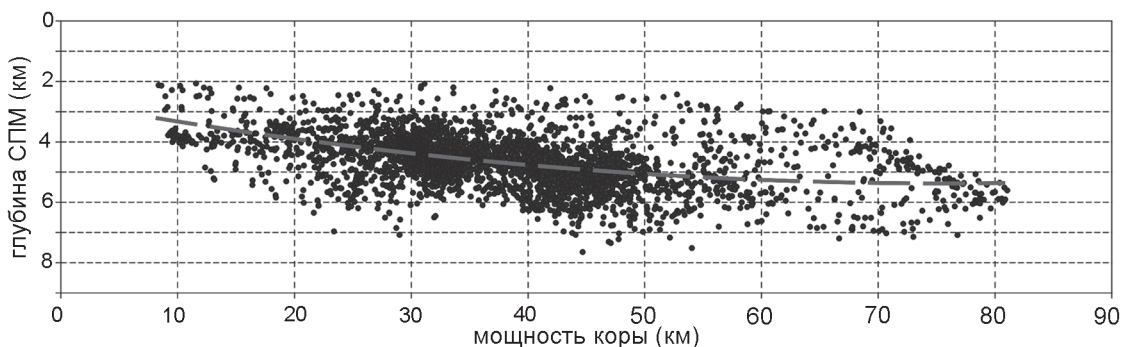


Рис. 4. Зависимость глубины свободной поверхности мантии от мощности коры в регионе Центральной и Южной Азии, по данным модели земной коры AsCrust.

ную” 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:

$$\rho_m(h) = \rho_0 + \alpha \cdot h \quad (2)$$

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, которые разделяются по уровню СПМ, в мантии с изменением плотности по глубине (рис. 5) можно представить следующим образом:

$$m_1 \rho_k = m_2 \left(\rho_0 + \alpha \frac{m_2}{2} - \rho_k \right), \quad (3)$$

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_k – средняя плотность коры. Учитывая, что мощность всей коры $M_k = m_1 + m_2$, уравнение (3) можно переписать в виде

$$M_k \rho_k = m_2 \left(\rho_0 + \alpha \frac{m_2}{2} \right) \quad (4)$$

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

$$\begin{aligned} H'_{спм} &= H_m(M_k) - m_2 = \\ &= H_m(M_k) - \frac{1}{\alpha} \left(\rho_0 - \sqrt{\rho_0^2 + 2\alpha \rho_k M_k} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

Последнее уравнение дает нам возможность определить, как будет меняться расчетная глубина

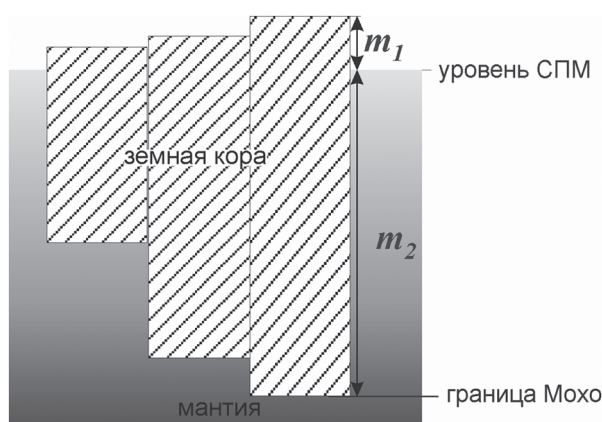


Рис. 5. К выводу формулы расчета глубины СПМ в мантии с градиентной плотностью.

СПМ в градиентной среде. Для этого надо задать все параметры градиентной среды, включая $H'_{спм}$ 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:

$$\begin{aligned} H'_{спм} &= H_m(M_k) - \frac{1}{\alpha} (\rho_0 - \rho_e) - \\ &- \sqrt{(\rho_0 - \rho_e)^2 + 2\alpha (M_k \rho_k + \rho_e (H'_{спм} - M_k))} \end{aligned} \quad (6)$$

На рис. 6 показаны кривые теоретических зависимостей глубины СПМ от мощности коры, полученные на основе расчетов с использованием формул (1), (5) и (6) при $H'_{спм} = 4$ 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 нарастающую плотности с глуби-

ной, α 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/см^3 и линейно увеличивается с глубиной (рис. 6Б), то форма кривых меняется и становится схожей с экспериментальной зависимостью.

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 диапазоне мощности континентальной коры, где плотность нарастает от 3.23 г/см^3 на глубине 30 км до 3.28 г/см^3 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/см^3 на уровне СПМ до 3.3 г/см^3 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, что 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 пиrolитовой модели мантии [6]. Это говорит в пользу существования латеральных плотностных неоднородностей, зависящих от мощности коры.

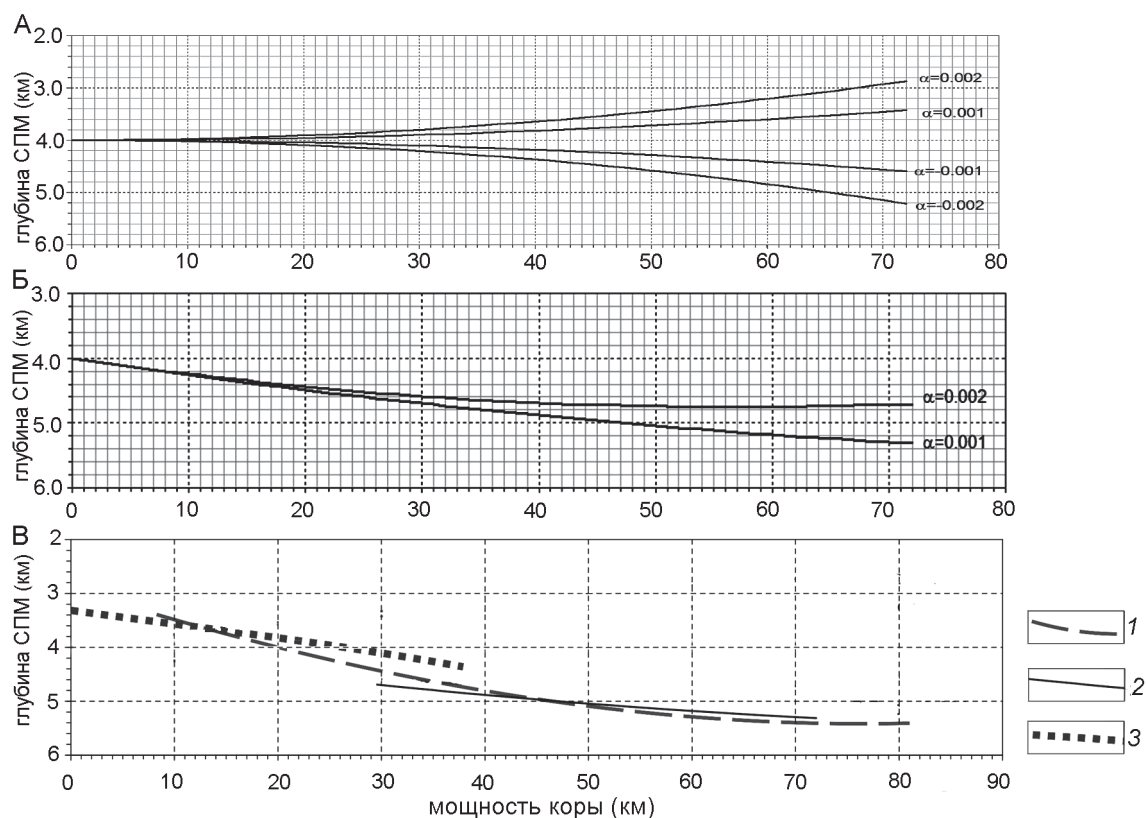


Рис. 6. Изменение глубины СПМ в модели радиального изменения плотности с разным коэффициентом нарастания ($\alpha > 0$) и убывания ($\alpha < 0$). А – кривые, рассчитанные с увеличением и уменьшением плотности с глубиной относительно начального значения 3.3 г/см^3 на уровне СПМ. Б – кривые, рассчитанные при увеличении плотности с глубиной относительно начального значения 3.2 г/см^3 на уровне СПМ (подробности в тексте); В – результат подбора модели радиального изменения плотности по экспериментальной кривой зависимости глубины СПМ от мощности коры по данным модели AsCrust (подробности в тексте).

1 – полиномиальный тренд, определяющий зависимость СПМ от мощности коры по экспериментальным данным (перенесенный с рис.1); 2 – кривая глубины СПМ, подобранная для континентальной мантии с линейным нарастанием плотности, 3 – то же, для океанической мантии (подробное описание в тексте).

Далее покажем, какое распределение плотности дает расчет нелинейной модели.

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 2-х 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/см^3 , плотность мантии – 3.3 г/см^3 , в результате, используя формулу (5), получим радиальную глубину СПМ = 4.5 км.

Обозначим в формуле (1) $V_k = \sum_{i=1}^N m_i \rho_i$ вес плотностной колонки в некоторой заданной точке

k . Тогда формулу для расчета СПМ можно переписать в виде:

$$H'_{\text{спм}} = H_m - \frac{V_k}{\rho_m}, \text{ откуда}$$

$$\rho_m(H_m) = \frac{V_k}{H_m - H'_{\text{спм}}} \quad (7)$$

Последнее выражение позволяет нам 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_i мы рассчитываем, основываясь на данных модели AsCrust, значения H_m берем отсюда 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, как показывает график на рис. 7, изменяется в пределах $3.18\text{--}3.28 \text{ г/см}^3$ при среднем уровне 3.24 г/см^3 . Получение таких низких значений плотности можно объяснить лишь одной причиной: существованием латеральных плотностных неоднородностей под корой в определенных диапазонах ее мощности.

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

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ: ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Латеральные аномалии плотности в литосфере, несомненно, существуют. На это прямо указывают данные сейсмической томографии; и значительные пространственные изменения глубины СПМ в изостатически скомпенсированных регионах тоже свидетельствуют в их пользу. Однако наличие таких аномалий, меняющихся с изменением

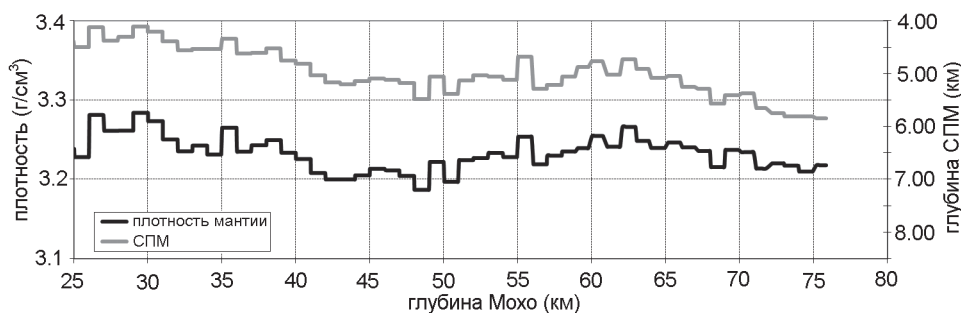


Рис. 7. Изменение средней плотности подкоревой мантии и уровня СПМ в континентальной литосфере в зависимости от глубины границы Мохо, по данным модели AsCrust.

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 приведена серия графиков, показывающая зависимость СПМ от мощности коры в континентальной литосфере различного возраста в диапазоне мощности коры от 24 до 56 км. Как показано в работе [17], в данном диапазоне мощности находится подавляющая часть континентальной земной коры. При построении графиков использовались данные о возрасте литосферы И.М. Артемьевой [14]. На этих графиках видно, что в литосфере всех возрастов, за исключением архея, коэффициенты увеличения глубины СПМ с ростом мощности коры примерно одинаковы,

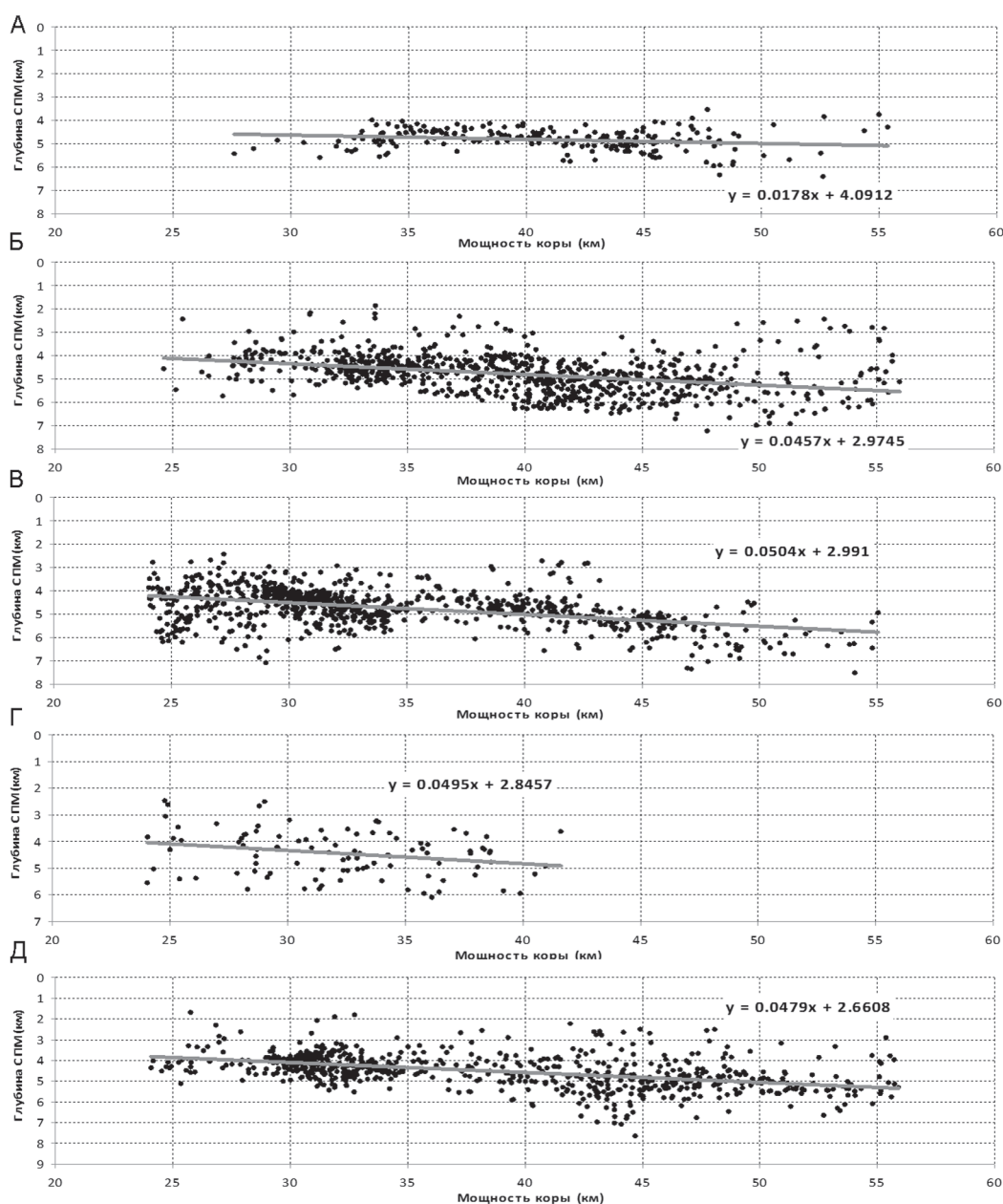


Рис. 8. Зависимость глубины СПМ от мощности и возраста коры в стабильной коре мощностью 24–56 км: А – архей (>2500 млн лет назад); Б – протерозой (570–2500 млн лет назад); В – палеозой (245–570 млн лет назад); Г – мезозой (66.4–245 млн лет назад); Д – кайнозой (0–66.4 млн лет назад).

т.е. связь глубины СПМ с мощностью коры в литосфере, начиная с протерозоя, практически не меняется.

На основании полученных нами данных, представленных на 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 [4, 10–12 и др.]. Так, на ранних этапах развития Земли земная кора, возможно, формировалась как результат действия плюмовой тектоники; а, начиная с конца архея или 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.

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 ис-

следователи, образуются в зонах тройного сочленения плит – плато Онтонг-Джава [18], возвышенность Шатского [5, 13 и др.]; а подводные хребты – это результат действия “горячих точек” на движущихся океанических плитах (см., напр., [3]).

На карте распределения глубины СПМ, рассчитанной по данным модели CRUST 2.0 (рис. 1), видно, что большинство океанических поднятий и горных хребтов характеризуются слабоповышенным или близким к нормальному уровнем СПМ (см., напр., возвышенности Хесса и Шатского, Чаттем, Императорский хребет, Гавайский хребет в Тихом океане, хребет 90 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. Первый график (рис. 9А) построен без учета влияния возраста литосферы в расчетных точках. Он 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 рис. 9Б, зависимость от мощности коры в аномалиях СПМ показывает уже слабое уменьшение глубины с ростом мощности коры с коэффициентом -0.004 км/км. Полученный в данном случае отрицательный коэф-

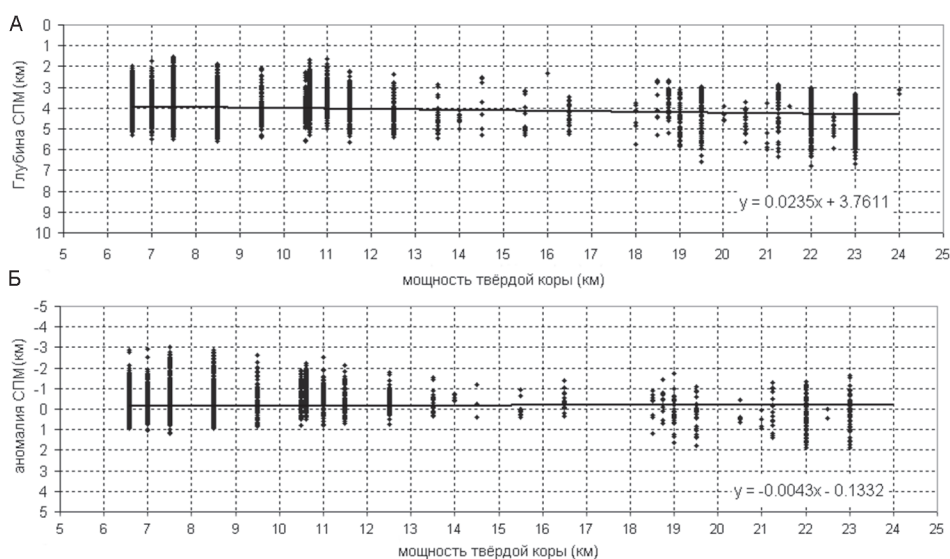


Рис. 9. Зависимость аномальной глубины СПМ от мощности твёрдой коры в диапазоне 5–24 км в океанической литосфере: А – без поправки на влияние возраста литосферы; Б – исключено влияние зависимости от возраста.

фициент зависимости глубины СПМ от мощности коры можно объяснить радиальным нарастанием плотности в океанической литосферной мантии зрелого возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты нашего исследования показали, что радиальное изменение плотности в подкоревой мантии оказывает недостаточное влияние на глубину СПМ, чтобы им можно было объяснить всю наблюдаемую зависимость глубины СПМ от мощности коры [8]. Следовательно, в континентальной литосфере существуют латеральные плотностные неоднородности, зависящие от мощности коры. Величина данных неоднородностей 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. 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 данного уплотнения неизвестна. Можно предположить, что оно образуется за счет верхней части базальтового слоя субдуцирующей океанической литосферы, его накопления в литосфере под островной дугой и последующей частичной или полной эклогитизации.

Авторы благодарят рецензентов, указавших на ошибки и недостатки в настоящей работе, а также на возможности их исправления.

Работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00579-а и гранта для молодых кандидатов наук Министерства образования и науки РФ № МК-531.2011.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
2. Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // Физика Земли. 2010. № 1. С. 37–50.
3. Берк К., Уилсон Дж. Горячие точки на поверхности Земли // Успехи физических наук. 1977. Т. 123, вып. 3. С. 615–632 (URL: http://ufn.ru/ufn77_12/Russian/r7712d.pdf).
4. Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных этапов истории Земли // Вестн. ОГТГН РАН. 1997. № 2.
5. 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.
6. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
7. Романюк Т.В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция Центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 63–83.
8. Сеначин В.Н. Свободная поверхность мантии как индикатор геодинамических процессов // Вестн. ДВО РАН. 2006. № 1. С. 18–25.
9. Сеначин В., Баранов 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.
10. Шарков Е.В. Где исчезает континентальная литосфера? (Система вулканическая дуга – задуговой бассейн) // Вестн. ОГТГН РАН. 2000. Т. 1, № 2. (http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/sharkov.htm#begin)
11. Шарков Е.В. Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли // Вулканология и геодинамика / IV Всерос. симпозиум по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября 2009 г. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 38–41.
12. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
13. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы // Природа. 2002. № 1. С. 51–59.
14. Artemieva I.M. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.
15. Bassin C., Laske G., Masters G. The Current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS Trans AGU, 2000. 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstr. F897. (<http://mahj.ucsd.edu/Gabi/rem.html>)
16. Cawood P.A., Kroner A., Collins W.J. et al. Accretionary orogens through Earth history // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2009. V. 301. P. 1–36.
17. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view // J. Geophys. Res. 1995. V. 100, N B7. P. 9760–9788.
18. Fitton J.G., Mahoney J.J., Wallace P.J., Saunders (eds). Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau // Geol. Soc. London, 2004. Spec. Publ. 229.
19. Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness, EOS Trans // AGU, 78, F483, 1997.
20. Li Ch., Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Birma // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 157–168.
21. Mooney W.D., Laske G., Masters T.G. Crust 5.1: A global model at 5°×5° // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 727–747.
22. Muller R.D., Roest W.R., Royer R.D. Digital isochrones of the world's ocean floor // J. Geophys. Res. 1997 V. 102, N B2. P. 3211–3214.
23. Rajesh R. S., Mishra D. C. Admittance analysis and modelling of satellite gravity over Himalayas–Tibet and its seismogenic correlation // Current Science. 2003. V. 84, N 2. P. 224–230.
24. Yang Y., Liu M. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: a 3D viscous flow model // Tectonophysics. 2009. V. 465, N 1–4. P. 128–135.