

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАНИЦ ПО ДАННЫМ СВЕРХДЛИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ

Н.И. Павленкова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, Бол. Грузинская, 10, Россия

Глубинные сейсмические исследования, проведенные в России на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами, позволили детально осветить структуру верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии до глубины 700 км на громадной территории древних и молодых платформ Северной Евразии. Изменчивость характера горизонтальной неоднородности верхней мантии с глубиной позволяет качественно оценить ее реологические свойства. Верхняя часть мантии до глубины 80—100 км характеризуется блоковой структурой с существенными перепадами скоростей сейсмических волн на границах блоков, часто разделенных глубинными разломами. Это — наиболее жесткая часть литосферы. Ниже 100 км горизонтальная неоднородность незначительна, т.е. на этих глубинах вещество более пластично и не способно сохранить блоковую структуру. На подошве литосферы на глубине 200—250 км также наблюдается увеличение пластичности, но зоны пониженных скоростей, которую можно было бы связать с областью частичного плавления (астеносферой), не обнаружено. Данные три слоя с разными реологическими свойствами разделены сейсмическими границами, представленными расслоенными пачками с чередованием пониженных и повышенных скоростей. Каких-либо фазовых границ на отмеченных глубинах не выделено. Предполагается, что эти расслоенные пачки формируются за счет повышенной концентрации глубинных флюидов на некоторых уровнях глубин, где меняются механические свойства вещества и его проницаемость. Незначительное количество флюидов может привести к появлению прослоев частичного или пленочного плавления при относительно низкой температуре — к возникновению ослабленных зон, по которым возможны субгоризонтальные подвижки. По сейсмическим данным во многих регионах мира также прослеживаются сейсмические границы на глубине около 100 и 200 км, они могут иметь глобальное распространение. Намечается приуроченность к этим глубинам областей формирования ксенолитов и концентраций землетрясений, т.е. это — зоны высоких деформаций.

Глубинные сейсмические исследования, верхняя мантия, реология, глубинные флюиды, Северная Евразия.

RHEOLOGICAL PROPERTIES OF THE UPPER MANTLE OF NORTHERN EURASIA AND NATURE OF REGIONAL BOUNDARIES ACCORDING TO THE DATA OF LONG-RANGE SEISMIC PROFILES

N.I. Pavlenkova

Deep seismic investigation carried out in Russia in long-range profiles with peaceful nuclear explosions allowed clarifying in detail the structure of the upper mantle and the transition zone down to a depth of 700 km within the vast area of old and young platforms in Northern Eurasia. The variability of horizontal heterogeneity of the upper mantle with depth serves for the qualitative estimation of its rheologic properties. The upper part of the mantle (down to a depth of 80–100 km) is characterized by a block structure with significant velocity steps of seismic waves at the blocks often divided by deep faults. This is the most rigid part of lithosphere. Below 100 km, horizontal heterogeneity is insignificant, i.e., at these depths the substance is more plastic and not capable to retain block structure. On the lithosphere bottom at a depth of 200–250 km, a plasticity increase is observed as well but the zone of the lower velocities that might have been related to the area of partial melting (asthenosphere) has not been found. These three layers with different rheologic properties are divided by seismic boundaries presented by thin layering zones with alternating higher and lower velocities. At the specified depths, no phase boundaries have been distinguished. These thin layering zones are assumed to form owing to high concentrations of mantle fluids at some depths where the mechanical properties and permeability of substance change. A minor quantity of fluids might result in streaks with partial or film melting at relatively low temperature, i.e., the appearance of weakened zones where subhorizontal shifts are possible. According to seismic data, seismic boundaries are observed at a depth of about 100 and 200 km in many world regions; they can be globally spread. There are signs that areas of xenolith formation and earthquake concentration, i.e., zones of high deformations, are confined to these depths.

Deep seismic research, upper mantle, rheology, mantle fluids, Northern Eurasia

ВВЕДЕНИЕ

На территории России в 70—80-е годы прошлого столетия выполнено уникальное глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) с большими химическими мирными ядерными взрывами. Центром ГЕОН Мингео СССР была отработана система так называемых сверхдлинных профилей [Егоркин, 1991; Solodilov, 1997] общей протяженностью более 20 тыс. км. Они пересекают такие крупные тектонические структуры, как Восточно-Европейская и Сибирская древние платформы, Тимано-Печорская и Западно-Сибирская молодые плиты, Урал (рис. 1). Этот огромный сейсмический материал долгое время был закрытым и публиковался достаточно редко. Лишь только в два последних десятилетия он начал интенсивно обрабатываться как в России, так и за рубежом [Upper mantle..., 1997]. Изучение этого материала продолжается до сих пор, применяются все более совершенные методы анализа волновых полей и построения скоростных моделей, используется все больший объем данных о регистрируемых волнах разной природы.

Ядерные взрывы позволили существенно увеличить глубинность исследований. Были зарегистрированы сейсмические волны до удалений в 3200 км, т.е. волны, проникающие на глубину более 700 км и характеризующие структуру всей верхней мантии и переходной зоны между верхней и нижней мантией. Была показана существенная скоростная неоднородность верхней мантии континента, коррелируемая с геологической историей его развития. В переходной зоне кроме основных границ, ограничивающих эту зону на глубине 410 и 680 км, было доказано существование промежуточной фазовой границы на глубине 520 км [Егоркин, 1997].

Автором данной работы совместно с российскими и зарубежными исследователями в течение многих лет последовательно проводилась интерпретация экспериментальных материалов по этим профилям, используя записи не только ядерных, но и химических взрывов. В результате по всем профилям в верхней мантии было прослежено несколько опорных границ, по единой методике и в единой форме построены скоростные разрезы до глубины 450 км. Все они увязаны в точках пересечения профилей. На этой основе была построена трехмерная модель верхней мантии. Методика и основные результаты этих построений опубликованы в работах [Павленкова, 2006; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Павленкова, Павленкова, 2008].

В настоящей работе обсуждается полученная трехмерная модель верхней мантии и проводится анализ всех полученных материалов с точки зрения характеристики реологических свойств верхней мантии и природы региональных сейсмических границ.

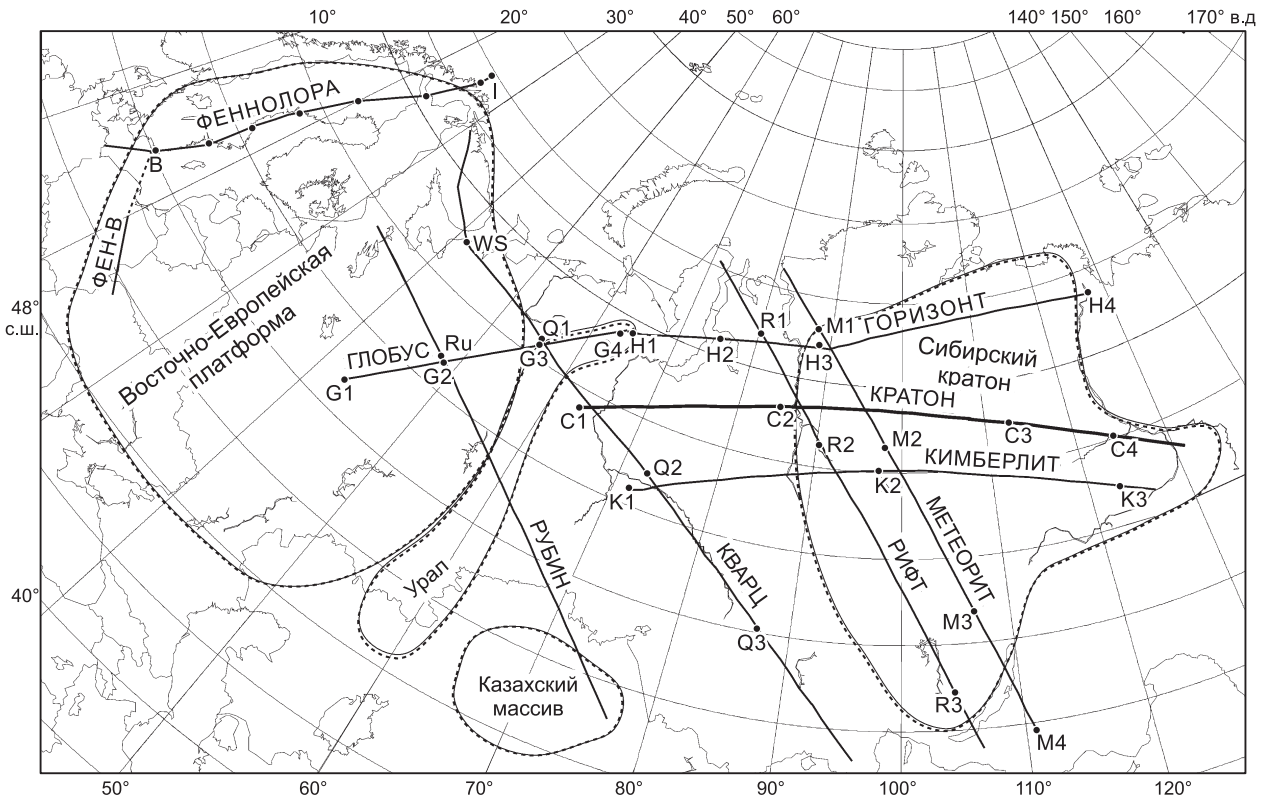


Рис. 1. Схема расположения сверхдлинных сейсмических профилей, отработанных с мирными ядерными взрывами.

Латинскими буквами отмечено положение источников, тектонические структуры оконтурены пунктирными линиями.

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ И СТРУКТУРНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Работы на сверхдлинных сейсмических профилях проводились с трехкомпонентными аналоговыми станциями, выставленными через каждые 10 км. Средняя длина годографов от химических взрывов составляла 200—300 км, но иногда до 600—700 км. От ядерных источников получены достаточно интенсивные записи на расстоянии от источника до 3200 км.

В качестве примера на рис. 2 приведены монтажи сейсмограмм, полученных от ядерных источников С1 и С2 на профиле Кратон (см. рис. 1). Они отражают сложный характер мантийных волновых полей с резкой изменчивостью кажущихся скоростей и амплитуд первых вступлений и большого количества высокоамплитудных последующих вступлений. Сравнительный анализ волновых полей по всем профилям показал, что это — не хаотичные поля. Вдоль всех профилей удалось практически непрерыв-

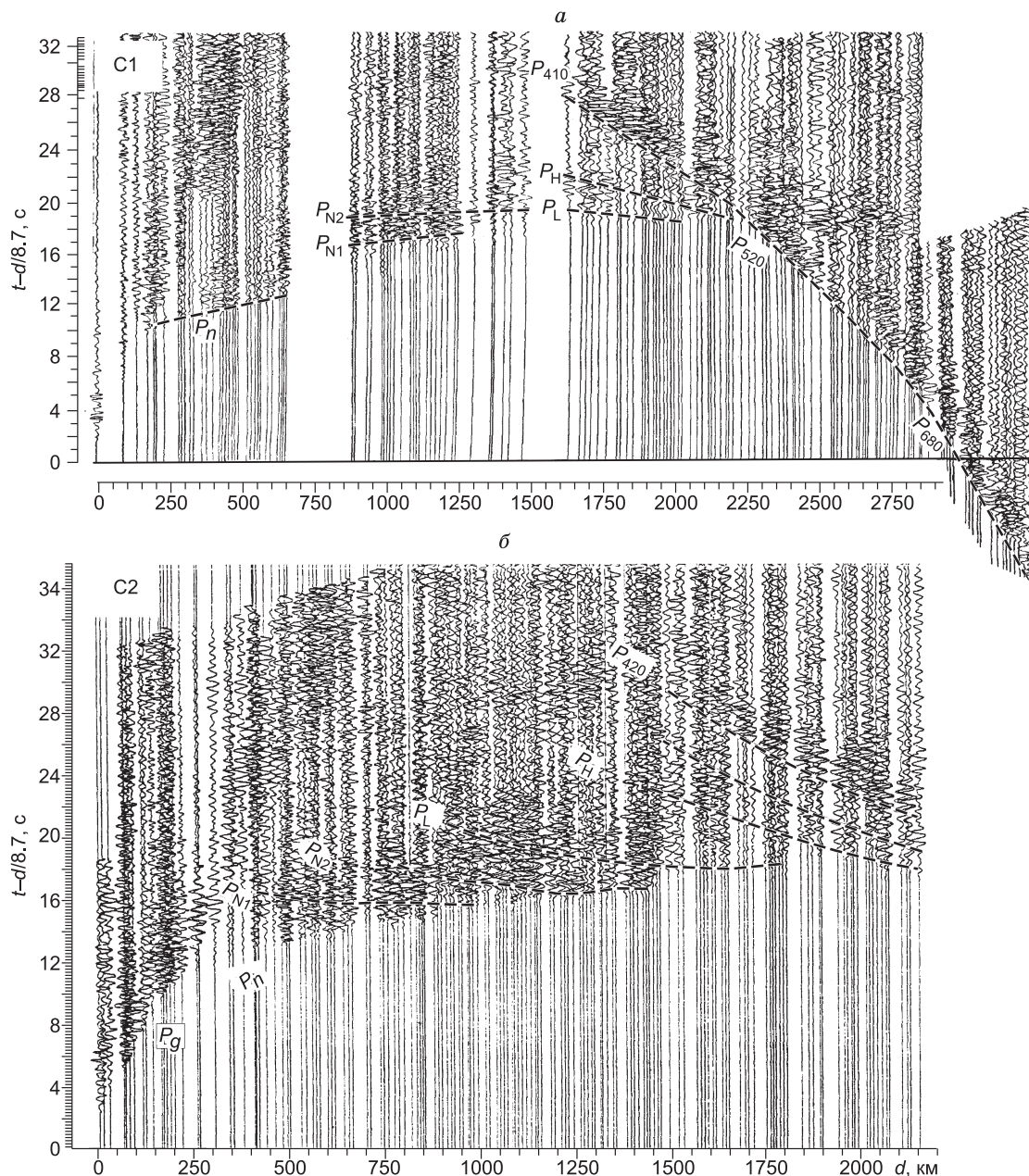


Рис. 2. Монтажи сейсмограмм, полученных от ядерных источников С1 и С2 на профиле Кратон (положение профиля и пункта взрыва см. на рис. 1).

Монтажи представлены в редуцированном виде, t — время, d — расстояние от источника, скорость редуции 8.7 км/с. Волны: P_g и P_n — преломленные волны в земной коре и в верхах мантии соответственно; P_{n1} , P_{n2} , P_L и P_H — отраженные волны от опорных границ в верхней мантии; P_{410} , P_{520} и P_{680} — волны от переходной зоны между верхней и нижней мантией (индекс волны означает глубину залегания соответствующей границы).

но проследить несколько опорных волн от границ внутри верхней мантии: P_n , P_{N1} , P_{N2} , P_L и P_H и от переходной зоны между верхней и нижней мантией на глубине около 410, 520 и 680 км (волны P_{410} , P_{520} и P_{680} , см. рис. 2). Границы переходной зоны были известны ранее по сейсмологическим данным, но наличие регулярных волн от границ верхней мантии явилось важным открытием ГСЗ.

Времена прихода, кажущиеся скорости и амплитуды выделенных волн меняются по площади. Наиболее резкие изменения скоростей (от 7.8 до 8.5 км/с) типичны для волн P_n , преломленных в верхах мантии. Эти волны хорошо изучены по химическим взрывам, но они отличаются не только большим диапазоном кажущихся скоростей. Их годографы часто имеют ступенеобразную форму, отражающую чередование в верхах мантии высоких и низких скоростей. Особенностью записи волн P_n является также их затухание на удалениях 400—600 км (пункт взрыва (ПВ) С1, см. рис. 2). Это может быть признаком существования зоны инверсии скорости на глубине около 100 км или уменьшения на этой глубине вертикального градиента скорости.

Волны P_{N1} и P_{N2} более стабильны по скоростям (8.4—8.5 км/с), но крайне изменчивы по динамическим особенностям. Из ПВ С1 (см. рис. 2, а) после затухания волн P_n на удалениях от источника 350—650 км волна P_{N1} записана в последующих вступлениях, резко затухающих на удалениях более 800 км. На записях ПВ С2 (см. рис. 2, б) наблюдается другая волновая картина. Здесь не видно столь четкого затухания этой волны, а все последующие вступления удается разделить на отдельные волны только при выходе их в первые вступления, в остальной части записи они образуют единое многофазовое колебание.

Волны P_L наблюдаются в первых вступлениях на удалениях 1500—1800 км. Их кажущиеся скорости (8.6—8.7 км/с) в среднем выше, чем у волн P_N . Если первые вступления этих волн очень слабые, то в последующих вступлениях на удалениях 800—1300 км их интенсивность возрастает (см. рис. 2, б). Иногда эти волны являются непосредственным продолжением многофазной записи волн P_{N2} (см. рис. 2, а).

Волны P_H были выделены достаточно надежно лишь на профиле Кратон. Они записаны в основном в последующих вступлениях на удалении от источника 1600—2200 км, их кажущиеся скорости более 8.7 км/с.

Все выделенные в последующих вступлениях волны — это многофазовые интерференционные колебания, природу которых трудно определить однозначно. По форме годографа это — отраженные волны, плавно переходящие в преломленные. При этом не отмечается существенного увеличения кажущихся скоростей первых волн, т.е. на соответствующей границе не наблюдается значительного скачка скорости. Но тогда не понятна большая амплитуда отраженных волн от такой границы. Объяснить наблюдаемую волновую картину можно тонкослоистой моделью отражающей границы со значительным перепадом скоростей на отдельных прослоях, но с малым ее изменением на кровле и подошве этой расчлененной пачки.

На рис. 3 приведен пример синтетических сейсмограмм, полученных от простой границы и такой тонкослоистой пачки. Рассчитывались только однократные отраженные и преломленные волны по программе [Červený, Pšenčík, 1983] в рамках лучевого метода (в упрощенном виде). Эти расчеты показали, что в слабоградиентной среде, которой является верхняя мантия, на границе со скачком скорости не более 0.1 км/с (глубина 100 км) формируется отраженная волна небольшой интенсивности, и она сливается с преломленной (рефрагированной), так что разделить их на записях практически невозможно. Если же в среде существует тонкослоистая пачка с чередованием прослоев повышенной и пониженной скорости (глубина 155—170 км, перепады скоростей от 8.35 до 8.8 км/с, см. рис. 3), то отраженные волны от такой пачки характеризуются многофазовой записью и большой амплитудой, как это наблюдается на экспериментальных сейсмограммах (см. рис. 2). Перепады скоростей в отдельных прослоях должны быть значительными — не менее 0.5—0.8 км/с. Такой диапазон скоростей на первый взгляд кажется маловероятным, но сейсмические исследования на Сибирской платформе показали, что такие скорости фактически наблюдаются даже по поверхности М [Суворов, 1993].

В обоих случаях (см. рис. 3) и при слабой границе, и при многослойной пачке годограф отраженной волны сливается на больших удалениях с преломленной волной, и это позволяет по кажущимся скоростям проследить вдоль профилей в последующих вступлениях волны от одного и того же скоростного уровня. При горизонтальной неоднородности, когда кажущиеся скорости искажены, выделение волн от одного и того же скоростного уровня можно проводить методом редуцированных годографов [Павленкова, 2006].

По описанным выше волнам по всем сверхдлинным профилям удалось проследить в верхней мантии несколько опорных сейсмических границ (или многослойных пачек) с достаточно выдержанными граничными скоростями: граница N1 (8.35—8.4 км/с, глубина 70—120 км), N2 (8.4—8.45 км/с, 120—160 км), L (8.5 км/с, 220—250 км) и H (8.6 км/с, 280—320 км). Отметим, что граничные скорости по

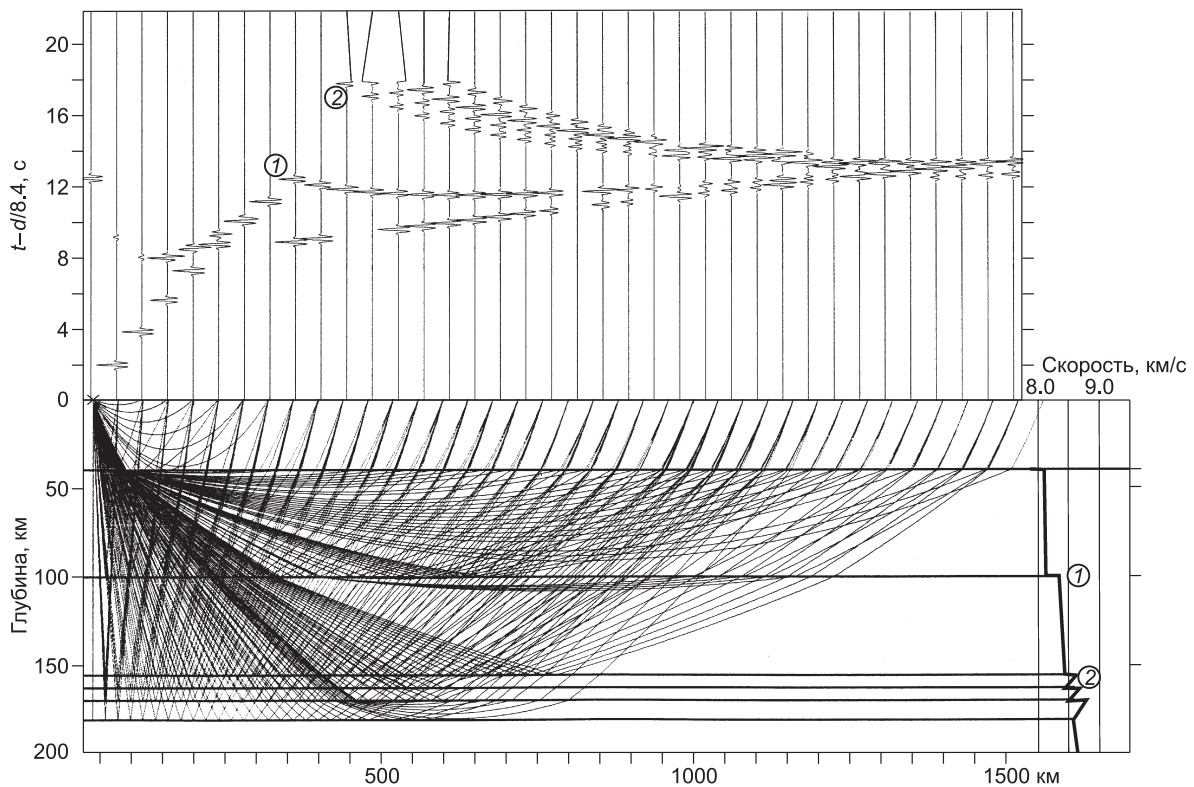


Рис. 3. Расчетные лучи и синтетические сейсмограммы для границы первого рода (1) на глубине 100 км и для многослойной пачки (2) на глубине 155—170 км.

опорным границам ниже кажущихся скоростей соответствующих преломленных волн за счет поправки за кривизну поверхности Земли.

На рис. 4 в качестве примера представлен сейсмический разрез вдоль профиля Кратон. Этот разрез характеризует структуру верхней мантии до кровли переходной зоны (границы Т на глубине около 420 км). Он пересекает Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы и отражает общие особенности строения верхней мантии, типичные и для других профилей. Сейсмические границы на разрезе представлены в упрощенном виде как изолинии скоростей, где утолщенными линиями отмечены участки границ, от которых получены интенсивные отраженные волны. Такие скоростные разрезы были построены для всех профилей по единой методике, главными этапами последней являлись анализ волновой картины, корреляция опорных волн и построение скоростных разрезов методами математического моделирования [Павленкова, 2006]. Единая форма представления скоростных разрезов позволила построить по ним трехмерную скоростную модель верхней мантии на всю изученную территорию.

Полученная трехмерная модель (рис. 5) представлена схемой изменения скоростей на глубине 60 км и схемами глубин до опорных границ N2, L и H. Точность выполненных трехмерных построений определяется точностью скоростных моделей по профилям. Формально, если определять ее по допустимым невязкам между наблюдаемыми и расчетными годографами в 0.1—0.2 с, она достаточно высокая: 2—3 км для глубины до отражающих границ и 0.05—0.1 км/с для скорости. Но фактически точность построений определяется множеством других факторов. Прежде всего, она зависит от надежности корреляции волн в последующих вступлениях, которая в большой мере зависит от густоты системы наблюдений. В центральных частях профилей, освещенных встречными наблюдениями, точность построений существенно выше, чем на их краях. Наиболее объективно общую точность построений можно оценить по невязкам глубин и скоростей в точках пересечения профилей. По скорости она составляет около 0.1 км/с, по глубине 5 км на центральных участках профилей и до 10 км на их концах.

Как видно (см. рис. 4, 5), для всей верхней мантии характерна существенная неоднородность как по вертикали, так и по горизонтали. Это выражается в изменчивости сейсмических скоростей, рельефа сейсмических границ, степени расслоенности и локальной неоднородности. Наиболее существенной горизонтальной неоднородностью отличаются верхи мантии до глубины 100—120 км: непосредственно

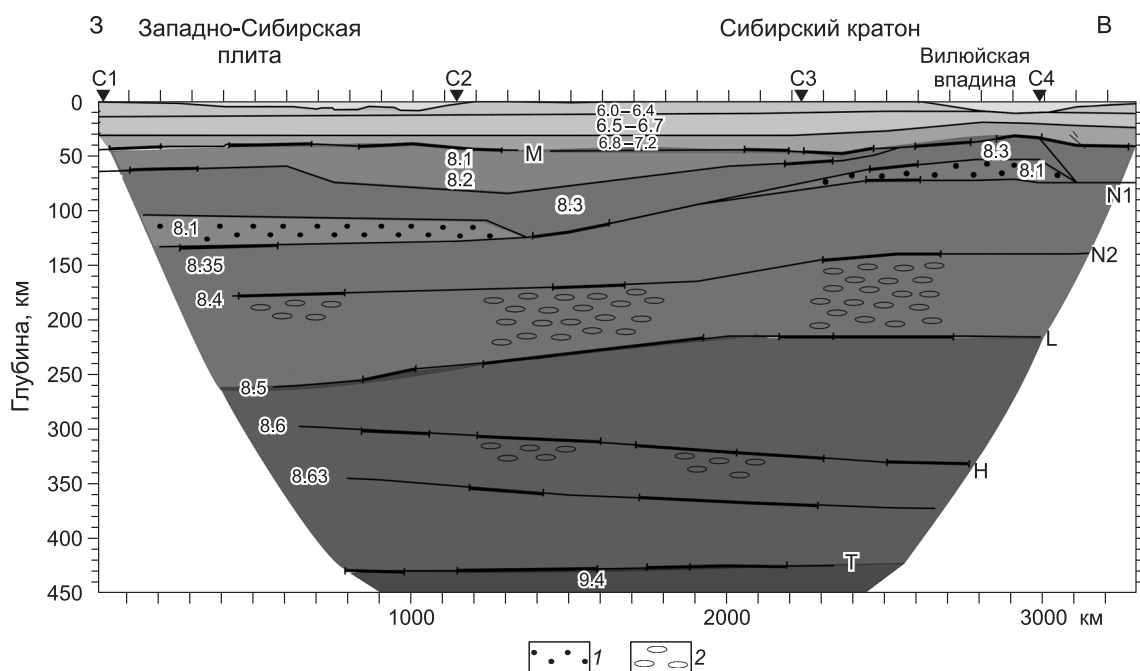


Рис. 4. Сейсмический разрез верхней мантии по профилю Кратон (см. рис. 1).

Границы слоев с разными сейсмическими скоростями (км/с) даны тонкими линиями, отражающие площадки — утолщенными линиями. 1 — слои с пониженными скоростями, 2 — области повышенной гетерогенности вещества мантии. С1—С4 — пункты взрыва; опорные сейсмические границы: М — подошва земной коры, N1, N2, L и Н — границы в верхней мантии, Т — кровля переходной зоны к нижней мантии.

под границей М скорости меняются от 7.9 до 8.4 км/с (см. рис. 5, а). Эти изменения происходят иногда достаточно резко, т.е. в верхах мантии наблюдается блоковая структура. Примером могут служить высокоскоростные блоки Сибирского кратона.

Региональные изменения скоростей в верхней части мантии четко коррелируются с тектоникой и тепловым потоком: под древними и холодными Восточно-Европейской и Сибирской платформами, где тепловой поток не превышает 30—40 мВт/м², они повышенные (8.1—8.3 км/с), под молодыми плитами с высоким тепловым потоком (50—60 мВт/м²) скорости в верхах мантии понижены до 8.0 км/с.

На глубине порядка 100 км (ниже границы N1) горизонтальная неоднородность практически исчезает, и в рельефе границы N2 остаются лишь крупные аномалии, коррелируемые с отмеченными выше областями разного теплового потока. На этой глубине часто наблюдаются слои с пониженными скоростями (см. рис. 4) и исчезают наклонные сейсмические границы, связанные с мантийными зонами нарушений [Павленкова, Павленкова, 2008].

Граница L по своей форме в целом подобна вышележащим границам, она поднимается под Сибирским кратоном и прогибается под Западно-Сибирской плитой. Но подъем этой границы наиболее выраженный только в центральной части Сибирского кратона, на севере она залегает практически на той же глубине, что и под Западно-Сибирской плитой. Это означает, что в настоящее время температурный режим верхней мантии на глубине более 200 км в северной части Сибирского кратона ближе к его молодым активизированным окраинам.

Важное изменение структурного плана верхней мантии наблюдается на глубине более 300 км. Граница Н является зеркальным отражением вышележащих границ, она опускается под кратоном и поднимается под Западно-Сибирской плитой.

В целом степень горизонтальной неоднородности характеризует реологические свойства среды. Жесткая среда сохраняет эту неоднородность, но при некоторой пластичности в течение геологического времени эти неоднородности выравниваются. Следовательно, выявленные структурные особенности верхней мантии могут быть использованы для качественной характеристики изменчивости ее реологических свойств.

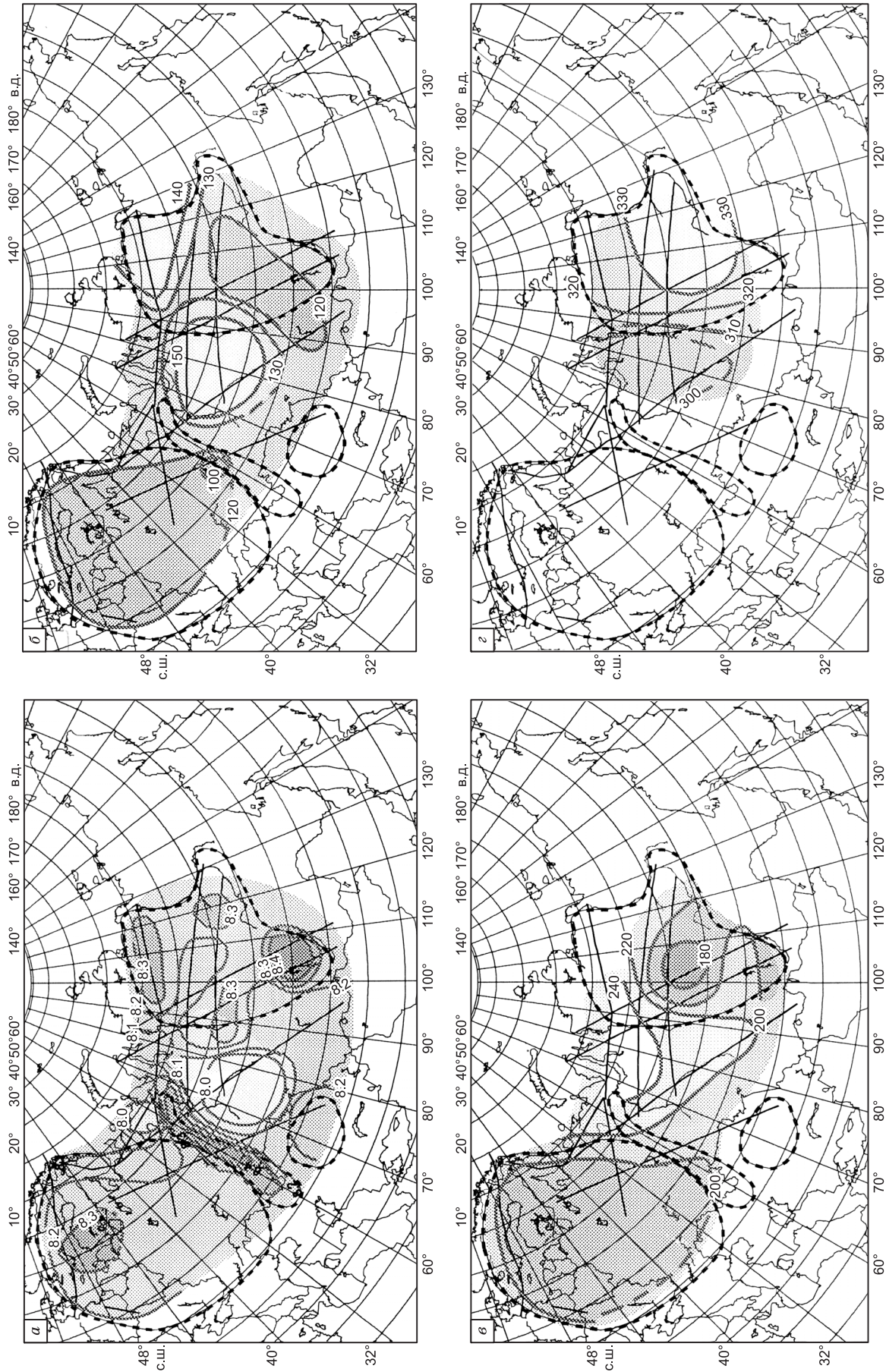


Рис. 5. Трехмерная скоростная модель верхней манты Северной Евразии.

a — схема распределения скоростей (км/с) в верхней манты на глубине 60 км, *б* — *г* — схемы глубин (км) до опорных сейсмических границ N2, L и H соответственно, граничная скорость (км/с): *б* — 8.4, *в* — 8.5, *г* — 8.6. Штриховые линии — контуры основных тектонических структур, тонкие — сейсмические профили (см. рис. 1).

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Общепринятой реологической моделью верхней мантии является в настоящее время двухслойная модель литосфера—астеносфера. Но единых четких определений этих двух сред не существует. Наиболее распространенным является представление литосферы как жесткой среды, а астеносферы как области частичного плавления. В связи с этим главная роль в определении глубины до подошвы литосферы традиционно отводится геотермическим методам: по данным измерений теплового потока определяется глубина возможного солидуса. По сейсмическим данным такая астеносфера может выделяться как слой пониженных скоростей, а по электромагнитным данным как слой повышенной электропроводности.

Определения глубины до «термической» астеносферы, или мощности литосферы, геотермическими методами оказались крайне неоднозначными, так как они существенно зависят от принятой вещественной модели земной коры и верхней мантии и осложнены трудностями разделения поверхностного теплового потока на коровую и мантийную составляющую [Pollack et al., 1993; Rudnick et al., 1998; Jaupart, Mareschal, 1999]. Большое влияние на глубину солидуса оказывает наличие или отсутствие в веществе мантии флюидов [Lambert, Wyllie, 1970]. В результате проведенные по тепловому потоку определения глубины до «термической» астеносферы часто не согласуются с сейсмическими данными: слои с пониженной скоростью не выделяются или не совпадают с областями предполагаемого частичного плавления.

Примером могут служить скоростные модели по описанным выше сверхдлинным сейсмическим профилям. По данным теплового потока мощность литосферы под Сибирским кратоном и Западно-Сибирской плитой оценивалась рядом исследователей в 250—300 км [Чермак, 1982; Artemieva, Mooney, 2001], но на этой глубине не выделено слоев с пониженной скоростью даже в пределах Западно-Сибирской плиты, где тепловой поток существенно выше, чем на кратоне.

Возможно, это связано с неоднозначностью определения подошвы литосферы по термическим данным и самого понятия астеносферы. Так, в последнее время стали интенсивно развиваться новые подходы к определению температурного режима верхней мантии, в которых учитываются не только величина теплового потока, но и данные по ксенолитам, разный состав и физические свойства вещества литосферы и разные модели теплопереноса. Например, разработана методика построения тепловых моделей на основе адвекционно-полиморфной концепции [Гордиенко, Усенко, 2007]. Стали использоваться комплексные подходы, основанные на моделировании различных геофизических полей [Sobolev et al., 1997; Goes et al., 2000; Cammarano et al., 2003].

Особо следует отметить методику определения глубинных температур, описанную в работе [Кусков, Кронрод, 2007] на основе методов химической термодинамики с использованием широкого комплекса данных по сейсмическим скоростям, ксенолитам, составу литосферы и тепловому потоку. По рассчитанному по этой методике профилю температур под африканским кратоном Каапвааль астеносфера представлена твердофазным слоем. Такой же температурный режим установлен этими авторами и под Сибирским кратоном (устное сообщение О.Л. Кускова). Глубина до подошвы литосферы определяется в данном случае по пересечению расчетного профиля температур в кондуктивной области с потенциальной адиабатой, и для кратона Каапвааль, и Сибирского кратона она оказалась равной 275 км.

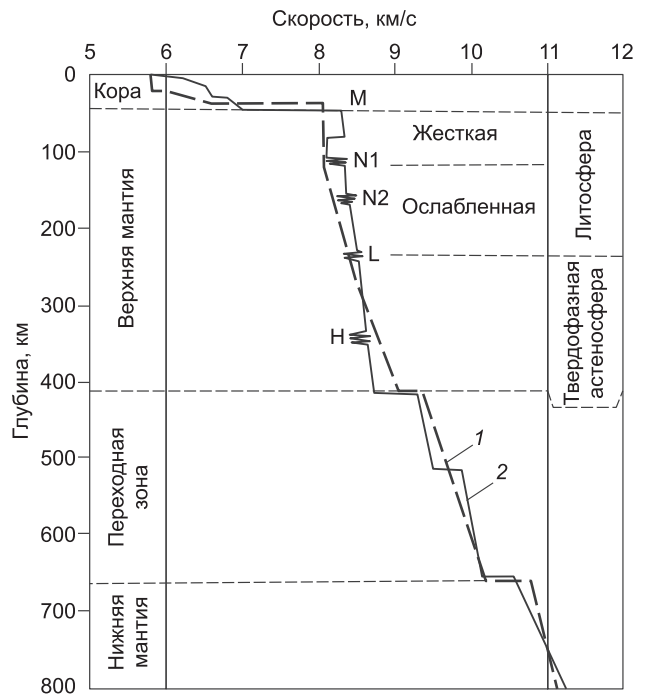
Твердофазная астеносфера хорошо согласуется с описанными выше скоростными моделями верхней мантии, по которым на глубине более 300 км не выделены слои с пониженной скоростью. Но на этой глубине увеличивается степень пластичности мантийного вещества. Это следует из уменьшения под Сибирской платформой на глубине 250 км величин добротности, определенных по сверхдлинным профилям на основе спектрального анализа сейсмических волн [Егоркин и др., 1981]. На этой глубине происходит и смена структурного плана верхней мантии и изменяется форма сейсмических границ: граница L повторяет структурную неоднородность верхних слоев, а граница Н имеет обратный рельеф. На этой глубине происходит перераспределение масс, направленное на сохранение изостатической уравновешенности верхней мантии. Последнее возможно именно благодаря общему увеличению пластичности материала на глубине 250—300 км.

Выявленные структурные особенности верхней мантии свидетельствуют и о реологической неоднородности самой литосферы. Уже отмечалось, что на всех сверхдлинных профилях наблюдается резкая смена степени горизонтальной неоднородности верхней мантии на глубине 100—150 км, ниже границы N1 (см. рис. 4, 5): блоковая структура меняется на субгоризонтальную расслоенность. Это изменение означает увеличение на этой глубине пластичности мантийного вещества, которое уже не способно сохранить неоднородную структуру верхов мантии. Можно предположить, что граница N1 делит литосферу на жесткий и относительно ослабленный слой.

Таким образом, на основании сейсмических данных и с учетом последних петрофизических построений [Кусков, Кронрод, 2007] для изучаемого региона можно предложить трехслойную реологическую модель верхней мантии с увеличением пластичности на глубине около 100 и 250 км (рис. 6). Верхних два слоя относятся к литосфере, третий — представлен твердофазной астеносферой.

Рис. 6. Реологическая модель верхней мантии Северной Евразии.

1, 2 — скоростные модели верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии: 1 — полученная для Северной Евразии по данным исследований с ядерными взрывами; 2 — обобщенная по миру модель IASP91 [Kennet, Engdahl, 1991].



Такие реологические свойства верхней мантии типичны, по всей видимости, лишь для платформенных областей континентов. Это следует из сопоставления построенной для Северной Евразии сейсмической модели с обобщенной по мировым данным моделью IASP91 [Kennet, Engdahl, 1991], отличающейся от модели Северной Евразии пониженными скоростями в верхах мантии на глубине 50—200 км и повышенными в ее низах на глубине 250—400 км. Более высокие сейсмические скорости под холодными платформенными областями вполне закономерны, так как модель IASP91 построена в основном по сейсмологическим данным, полученным в сейсмоактивных регионах, характеризующихся высоким тепловым потоком. Но различие моделей в низах верхней мантии достаточно непредвиденное: в областях повышенного теплового потока можно было ожидать пониженных скоростей и в низах верхней мантии. Это подтверждается расчетами О.Л. Кускова, В.А. Кронрода [2007]: высокие скорости по модели IASP91 приводят к инверсии расчетной температуры в низах верхней мантии, что, по мнению авторов, лишено физического смысла. Не исключено, что модель IASP91 отражает петрофизические изменения вещества верхней мантии в тектонически-активных регионах по сравнению с платформенными областями. Для решения этой очень важной геодинамической проблемы требуются дополнительные комплексные геолого-геофизические исследования.

Полученная по сверхдлинным профилям обобщенная скоростная модель верхней мантии Северной Евразии отличается от модели IASP91 и некоторыми деталями: наличием на глубине около 100 км слоя с пониженной скоростью и нескольких сейсмических границ (N1, N2, L и H). В переходной зоне к нижней мантии выявлена также резкая граница на глубине 520 км. Эта граница выделялась ранее по некоторым сейсмологическим данным, но главное, что она предсказывалась по петрологическим данным как резкая фазовая граница. По сверхдлинным профилям эта граница непрерывно прослежена по всей площади исследований по волнам P_{520} (см. рис. 2, а). Что касается слоя с пониженной скоростью и границ в верхней мантии, то их природа не является столь однозначной и требует дополнительного рассмотрения.

ПРИРОДА РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И СЛОЕВ С ПОНИЖЕННОЙ СКОРОСТЬЮ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Некоторые из прослеженных по сверхдлинным профилям региональных сейсмических границ выделялись и в других регионах мира как по сейсмическим, так и сейсмологическим данным. Так, граница L, известная из сейсмологии как граница Леман [Lehmann, 1959], была выделена по записям ядерных испытаний Nevada Test Site, GNOME и Early Rise [Hales, 1991] и взрывам в Австралии [Leven et al., 1981; Dey et al., 1993]. Наличие в низах верхней мантии сейсмической границы (аналога границы H) отмечалось в работе [Hales, 1969]. В районе Тибетского плато выделены границы на глубине 80, 100, 200 и 300 км [Revenaugh, Sipkin, 1994]. Надежные данные о сейсмических границах в верхней мантии получены в последнее время методом приемных функций (по обменным волнам) [Винник и др., 2006].

Однако все эти немногочисленные результаты не давали возможности предполагать наличие в верхней мантии достаточно протяженных сейсмических границ глобального плана. По петрологическим данным такие границы также не выделяются [Griffin et al., 1993, 1996; Kukkonen et al., 2003].

По данным глубинных сейсмических исследований уже накоплен достаточный материал, позволяющий предполагать не только региональный, но и глобальный характер некоторых описанных выше по сверхдлинным профилям границ [Pavlenkova, 1988]. Наиболее значимыми из них являются границы N1

и L, так как они разделяют описанные выше слои верхней мантии с различными реологическими свойствами (см. рис. 6).

Граница L отделяет литосферу от астеносферы, и она давно, как отмечалось, выделялась по сейсмологическим данным [Lehmann, 1959]. Что касается границы N1, то ее аналоги были выделены на глубине 80—100 км по многим профилям ГСЗ в различных регионах мира [Павленкова, 1995; Pavlenkova, 1996]. По данным испытаний ядерных взрывов граница N была прослежена практически по всему северо-американскому континенту [Perchuc, Thybo, 1997]. В океане на Анголо-Бразильском геотраверсе, пересекающем весь Атлантический океан на глубине около 80 км, также прослежена протяженная сейсмическая граница [Павленкова и др., 1993]. В работе [Thybo, Perchuc, 1997] эта граница названа 8-градусной, так как волны от нее следятся чаще всего на расстоянии 8° от источника. Сверхдлинные профили в России позволили непрерывно проследить эту границу на большой площади евразийского континента.

На этих границах не происходит резких скачков скоростей. Они выделены в основном по отраженным волнам, имеющим сложную многофазовую запись (см. рис. 2). Как это показано на рис. 3 и по многочисленным расчетам, проведенным для подобных записей [Perchuc, Thybo, 1997; Nielsen et al., 2001], такие волны формируются не на простых границах первого рода, а в неоднородных расслоенных зонах с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей. В работах [Егоркин и др., 1984; Morozova et al., 1999] все эти границы показаны просто как слои с пониженными скоростями.

Объяснить природу таких многослойных пачек и причину резких перепадов скоростей в отдельных их прослоях не просто. По данным [Sobolev et al., 1997], мантийные породы разного состава практически не различаются по сейсмическим скоростям. По петрологическим данным никаких существенных фазовых переходов на отмеченных глубинах не происходит [Griffin et al., 1993, 1996; Kukkonen et al., 2003; Кусков, Кронрод, 2007], да они и не могут создать многослойные пачки. Одно из возможных объяснений высокоскоростных прослоев может быть анизотропия скоростей, типичная для основного минерала верхней мантии оливина. Но как объяснить прослой с пониженными скоростями и слой с пониженной скоростью, часто наблюдаемый над границей N1 не только в Сибири (см. рис. 4), но и в других регионах [Винник и др., 2006]?

И действительно, слои с пониженной скоростью на глубине около 100 км в холодной литосфере древних платформ оказались полной неожиданностью. Обычно такие слои связывают с астеносферными линзами, т.е. с областями частичного плавления. Но как уже отмечалось, по последним данным [Кусков, Кронрод, 2007], для Сибири частичное плавление маловероятно даже в низах верхней мантии.

Однако все эти оценки возможного солидуса проводились для «сухой» мантии, в то время как показали лабораторные исследования [Lambert, Wyllie, 1970; Fyfe, 1985], небольшое содержание флюидов существенно снижает эту температуру и может привести к частичному плавлению на малых глубинах. Наличие флюидов в веществе мантии не только уменьшает сейсмические скорости, но и повышает его пластичность [Nikolaevsky, 1985; Лебедев и др., 1989; Kern, 1993]. Именно повышенным содержанием флюидов можно объяснить слой с пониженной скоростью на глубине около 100 км. Это подтверждается электромагнитными данными: на этой глубине на Балтийском и Канадском щитах выявлены слои повышенной электропроводности [Ковтун и др., 1994; Jones et al., 2005].

Ранее возможность такой интерпретации слоев с пониженной скоростью была доказана для условий земной коры. Слои были выявлены в континентальной коре на глубине 10—15 км [Павленкова, 1996]. В то же время по лабораторным данным было установлено [Николаевский, Шаров, 1985], что в платформенных регионах на глубине 10—15 км кислые породы разрушаются, увеличивается их пористость и, следовательно, увеличивается их флюидонасыщенность. Последнее подтверждалось электромагнитными исследованиями [Ваньян, Павленкова, 2002], а главное, данными глубокого бурения (Кольская сверхглубокая скважина выявила на этой глубине область повышенной пористости и повышенной притока воды). Подобные изменения механических свойств вещества можно ожидать и в верхней мантии, но на существенно больших глубинах, учитывая ультраосновной состав этого вещества.

Флюидную природу могут иметь не только слои с пониженными скоростями на глубине около 100 км, но и низкоскоростные прослои в расслоенных отражающих зонах. Предположение, что эти прослои связаны с концентрацией в них глубинных флюидов, согласуется с данными по сибирским ксенолитам. В работе [Соловьева и др., 1994] показано, что ксенолиты, сформировавшиеся на глубине выделенных региональных сейсмических границ, имеют признаки пленочного плавления.

Статистика данных по мантийным ксенолитам выявила еще одну интересную особенность выделенных региональных границ. Именно с тех глубин, на которых прослеживаются эти неоднородные пачки, вынесено максимальное число глубинных ксенолитов. Так, обобщение мировых данных по ксенолитам [Walter, 1998; Ionov et al., 2002; Bell et al., 2003; Hearn, 2004] позволили В.В. Гордиенко и О.В. Усенко [2007] определить три зоны максимального выноса мантийных ксенолитов на глубине около 100, 150 и 200 км, т.е. на глубине границ N1, N2 и L. Это означает, что эти региональные отражающие

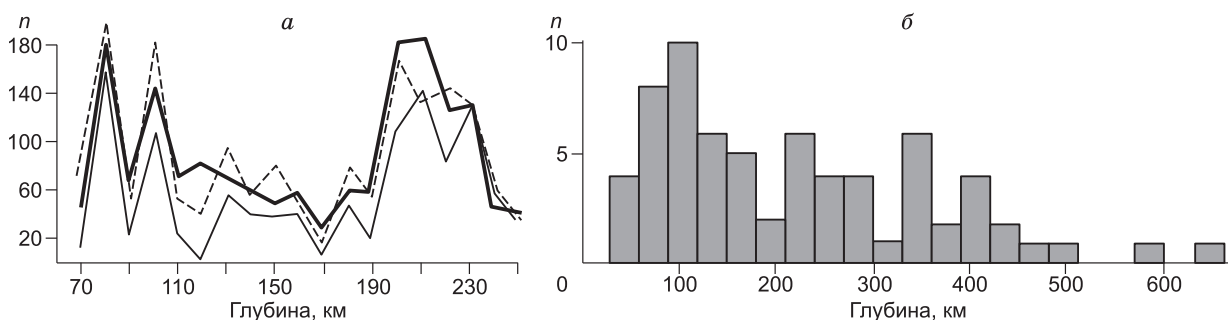


Рис. 7. Графики распределения числа землетрясений (n) по глубине для регионов:

a — Тянь-Шаня [Лукк, Юнга, 1988], *б* — Камчатки [Тараканов, Левый, 1967]. Графики по Тянь-Шаню даны для трех пятигодичных периодов наблюдений.

границы (расслоенные пачки) имеют глобальный характер и являются областями высоких напряжений и деформаций.

Этот вывод согласуется с еще одним свойством выделенных границ. Первая же статистика мировых данных по глубоким землетрясениям показала, что максимальное число этих землетрясений наблюдается на глубине около 100 и 200 км (границы N1 и L). На рис. 7 такие данные приведены для тектонически разных регионов: Камчатской зоны активной окраины Евразии [Тараканов, Левый, 1967] и для внутренней части этого континента, района Гиндукуша [Лукк, Юнга, 1988]. Такие же результаты получены для активных американских окраин [ANCORP..., 2003; Романюк, Ткачев, 2006]: как правило, в зонах Беньоффа очаги землетрясений распределены неравномерно по глубине и их сгущение отмечается на указанных выше глубинах.

Концентрацию очагов землетрясений на уровне выделенных сейсмических границ можно объяснить физико-химическими преобразованиями, спровоцированными глубинными флюидами при определенных *PT*-условиях [Гуфельд, 2007]. Возможна также детонация глубинных флюидов. Так, по лабораторным данным, детонация тяжелых углеводородов может происходить на глубине около 70 км [Карпов и др., 1998].

Таким образом, все эти структурные особенности верхней мантии находят свое объяснение с точки зрения флюидной концепции глобальной геодинамики. Подъем флюидов и материала, насыщенного флюидом, или флюидная адвекция – это активный и наиболее быстрый механизм переноса с больших глубин энергии и сопровождающих флюиды расплавов [Летников, 2000; Дегазация..., 2002; Gilat, Vol, 2005]. Благодаря значительной подвижности, флюиды достаточно быстро поднимаются вверх, на некоторых уровнях давления и температуры из-за изменения добротности и проницаемости вещества они задерживаются, образуя слои с повышенной концентрацией. Это приводит к формированию реологически ослабленных слоев и даже к частичному плавлению вмещающих пород при относительно низкой температуре. Повышенная пластичность этих слоев способствует возникновению вдоль них субгоризонтальных движений и областей высоких деформаций, а также анизотропии скоростей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Глубинные сейсмические исследования, проведенные в России на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами, позволили детально охарактеризовать структуру верхней мантии платформенных регионов и предложить ее новую реологическую модель. Показано, что верхняя мантия расслоена. Это проявляется в наличии протяженных сейсмических границ и в изменении структурного плана мантии между этими границами. Наиболее четкие границы прослежены на глубине порядка 100 и 200 км. Многофазовая интенсивная запись отраженных волн от этих границ позволяет предположить, что они представлены многослойными пачками с чередованием прослоев повышенных и пониженных скоростей (см. рис. 3, 6).

Особенностью скоростной модели верхней мантии изученной территории является отсутствие четко выраженной зоны пониженных скоростей, которую можно было бы связывать с предсказанной ранее по данным теплового потока астеносферой (слоем частичного плавления) на глубине 250–300 км [Чермак, 1982; Artemieva, Mooney, 2001]. Но это согласуется с последними результатами о твердофазной астеносфере под древними кратонами [Кусков, Кронрод, 2007], т.е. согласно системе отработанных профилей, твердофазная астеносфера является типичной для всей платформенной части евразийского континента. По сейсмическим данным, она выделяется по смене величины добротности [Егоркин и др.,

1981] и структурного плана верхней мантии (под подъемами границы L граница H погружается, способствуя изостатической компенсации слоев верхней мантии). Последнее означает увеличение на глубине около 300 км пластичности вещества мантии.

Структурные особенности полученных скоростных моделей и свойства сейсмических границ позволяют высказать предположения о реологической расчлененности самой литосферы (см. рис. 6). До глубины около 100 км для нее характерна блоковая структура, глубже — горизонтально-слоистая. Это означает, что жесткая часть литосферы ограничена глубиной 100 км, глубже горизонтальные неоднородности исчезают, т.е. нижняя часть литосферы реологически ослаблена и не может сохранить блоковую структуру.

Проведенные сейсмические исследования выявили и другие структурные особенности верхней мантии: наличие слоев пониженной скорости и тонкослоистых зон с чередованием повышенных и пониженных скоростей, формирующих сейсмические границы. Можно предположить, что эти слои создаются адвекцией флюидонасыщенного материала. По лабораторным данным доказано существенное изменение физических и механических свойств вещества при небольшом содержании в нем флюидов [Kern, 1993]. В данном случае природу выделенных границ (слоев), возможно, глобального характера, можно объяснить концентрацией в них глубинных флюидов, провоцирующих частичное или пленочное плавление при относительно невысокой температуре. В результате образуются реологически ослабленные слои, по которым возможны горизонтальные подвижки литосферных плит. Последние могут создать высокоскоростные (анизотропные) прослои в этих зонах и быть причиной высоких деформаций. Эти предположения находят свое подтверждение в наметившейся корреляции между характерными глубинами выделенных сейсмических границ (отражающих пачек) и областями формирования глубинных ксенолитов и глубоких землетрясений в разных районах мира.

Таким образом, сейсмические данные по сверхдлинным профилям позволяют предложить новую реологическую модель верхней мантии Северной Евразии. Она представлена литосферой мощностью 250—300 км и твердофазной астеносферой. Литосфера реологически расчленена, она делится на верхнюю жесткую часть мощностью около 100 км и ослабленную нижнюю. Кроме этого, в литосфере выделяются ослабленные (вероятно, флюидонасыщенные) слои на глубине около 100, 150 и 200 км.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 09-05-00238).

ЛИТЕРАТУРА

Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // *Физика Земли*, 2002, № 1, с. 1—9.

Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан Н.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // *Физика Земли*, 2006, № 8, с. 14—26.

Гордиенко В.В., Усенко О.В. О геолого-геофизических критериях определения глубин магматических очагов в верхней мантии // *Геофизический журнал*, 2007, вып. 4, с. 31—38.

Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. М., ЦНИИмаш, 2007, 160 с.

Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Материалы Международной конференции памяти академика П.Н. Крапоткина, 20—24 мая 2002 г. / Под ред. А.Н. Дмитриевского, Б.М. Валяева. М., ГЕОС, 2002, 471 с.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // *Глубинное строение территории СССР*. М., Наука, 1991, с. 118—135.

Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1981, № 2, с. 37—50.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // *Труды 27-й сессии МГК. Геофизика*. М., Наука, 1984, с. 27—42.

Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39 (6), с. 754—762.

Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Коквина Е.Л., Успенский Н.И. Магнитотеллурические исследования строения коры и мантии восточной части Балтийского щита // *Изв. РАН. Физика Земли*, 1994, № 3, с. 32—36.

Кусков О.Л., Кронрод В.А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль // *Физика Земли*, 2007, № 1, с. 45—66.

Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебарин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // *Докл. АН СССР*, 1989, т. 309, № 5, с. 1090—1093.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики / Ред. Д.В. Рунквист. М., ГЕОС, 2000, с. 204—224.

Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформационное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе, Дониш, 1988, 234 с.

Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.

Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли, 1995, № 12, с. 1—12.

Павленкова Н.И. Роль флюидов в сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли, 1996, № 4, с. 51—61.

Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 630—645.

Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю «Кварц» (Мурманск-Кызыл) // Физика Земли, 2008, № 4, с. 62—73.

Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.Е., Романюк Т.В. Сейсмоплотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики по Анголо-Бразильскому геотраверсу // Изв. РАН. Физика Земли, 1993, № 10, с. 27—38.

Романюк Т.В., Ткачев А.В. Крупные и суперкрупные кайнозойские месторождения минерального сырья на Западных окраинах Северной и Южной Америк: геодинамическая обусловленность и связь со структурой литосферы // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых / Ред. Д.В. Рунквист. Т. 1. 2006, ИГЕМ РАН, с. 275—310.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск, Наука, 1994, 256 с.

Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск, Наука, 1993, 136 с.

Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.

Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Физика Земли, 1982, № 1, с. 25—38.

ANCORP Working Group. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996, ANCORP'96) // J. Geoph. Res., 2003, v. 108, № B7, p. 23—28.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geoph. Res., 2001, v. 106, № B8, p. 16 387—16 414.

Bell D., Schmitz M., Janney P. Mesozoic thermal evolution of the southern Africa mantle lithosphere // Lithos, 2003, v. 71, p. 273—282.

Cammarano F., Goes S., Vacher P., Giardini D. Inferring upper mantle temperatures from seismic velocities // Phys. Earth Planet. Inter., 2003, v. 138, p. 197—222.

Červený V., Pšenčík I. SEIS 83-numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method // Documentation of earthquake algorithms, world data cent. A. for solid Earth geophys. / Ed. E.R. Engdahl. Boulder, 1983, Rep. SE-35, p. 36—40.

Dey S.C., Kennett B.L.N., Bowman J.R., Goody A. Variation in upper and mantle structure under northern Australia // Geophys. J. Int., 1993, v. 114, p. 304—310.

Egorkin A.V. Evidence for 520-km discontinuity // Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology / Ed. K. Fuchs. Dordrecht, Kluwer Acad. Pub., 1997, p. 51—61.

Fyfe W.S. Fluids, tectonics and crustal deformation // Tectonophysics, 1985, v. 119, p. 29—36.

Gilat A., Vol A. Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT Journal of Science and Engineering, B, 2005, v. 2, № 1—2, p. 125—167.

Goes S., Govers R., Vacher P. Shallow mantle temperatures under Europe from *P* and *S* wave tomography // J. Geophys. Res., 2000, 105B, p. 11153—11169.

Griffin W.L., Sobolev N.V., Ryan C.G., Pokhilenko N.P., Win T.T., Yefimova E.S. Trace elements in garnets and chromites: Diamond formation in the Siberian lithosphere // Lithos, 1993, v. 29, c. 235—256.

Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan G.C., O'Reilly S.Y.O., Win T.T., Ilupin I.P. Thermal state and composition of the lithospheric mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia // *Tectonophysics*, 1996, v. 262, p. 19—33.

Hales A.L. A seismic discontinuity in the lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 7, p. 44—46.

Hales A.L. Upper mantle models and the thickness of the continental lithosphere // *Geophys. J. Int.*, 1991, v. 105, p. 355—363.

Hearn C. The Homestead kimberlite, central Montana, USA: mineralogy, xenocrysts, and upper-mantle xenoliths // *Lithos*, 2004, v. 73, p. 473—491.

Ionov D., Bodinier J., Mukasa S., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element composition of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // *J. Petrol.*, 2002, v. 12, p. 2219—2259.

Jaupart C., Mareschal J.C. The thermal structure and thickness of continental roots // *Lithos*, 1999, v. 48, p. 93—114.

Jones A.G., Ledo J., Ferguson I.J., Farquharson C., Garcia X., Grant N., McNeice G., Roberts B., Spratt J., Wennberg G., Wolyneec L., Wu Z. The electrical resistivity structure of Archean to Tertiary lithosphere along 3200 km of SNORCLE profiles, Northern Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 2005, v. 42, p. 1257—1275.

Kennet B.L.N., Engdahl E.R. Travel times for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.*, 1991, v. 105, p. 429—465.

Kern H.M. Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1993, v. 79, p. 113—136.

Kukkonen I.T., Kinnunen K.A., Peltonen P. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian Shield // *Phys. Chem. Earth*, 2003, v. 28, p. 349—360.

Lambert I.B., Wyllie P.J. Low-velocity zone of the Earth's mantle: incipient melting caused by water // *Science*, 1970, v. 169, p. 48—54.

Lehmann I. Velocities of longitudinal waves in the upper part of the Earth's mantle // *Ann. Geophys.*, 1959, v. 15, p. 93—118.

Leven J.H., Jackson I., Ringwood A.E. Upper mantle seismic anisotropy and lithospheric decoupling // *Nature*, 1981, v. 289, p. 234—239.

Morozova E.A., Morozov I.B., Smithson S.B. Heterogeneity of the uppermost mantle beneath Russian Eurasia from the ultra-long-range profile QUARTZ // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, p. 20.329—20.348.

Nielsen L., Thybo H., Egorkin A.V. Constraints on reflective bodies below the 8° discontinuity from reflectivity modeling // *Geophys. J. Int.*, 2001, v. 145, p. 759—770.

Nikolaevsky V.N. Mechanics of fluid-saturated geomaterials: discussor's report // *Mechanics of geomaterials* / Ed. Z. Bazant. NY., Wiley, 1985, p. 379—401.

Pavlenkova N.I. The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1988, v. 154, p. 211—255.

Pavlenkova N.I. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles // *Tectonophysics*, 1996, v. 264, p. 261—278.

Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*, 2006, v. 416, p. 33—52.

Perchuc E., Thybo H. The transition from cold to hot areas of North America interpreted from Early Rise seismic record sections // *Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. NATO ASI Series, Contribution № 336, International Lithosphere Program* / Ed. K. Fuchs. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1997, p. 131—138.

Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Rev. Geophys.*, 1993, v. 31, p. 267—280.

Revenaugh J., Sipkin S.A. Mantle discontinuity structure beneath China // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, № B11, p. 21911—21927.

Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 395—411.

Sobolev S.V., Zeyen H., Granet H., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R., Fuchs K. Upper mantle temperatures and lithosphere—asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations // *Tectonophysics*, 1997, v. 275, p. 143—164.

Solodilov L.N. The GEON Centre: 25 years of implementation of PNE in studies of the Earth's deep structure // *Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. NATO ASI Series, Contribution*

№ 336, International Lithosphere Program / Ed. K. Fuchs. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1997, p. 1—10.

Thybo H., Perchuc E. The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle // Science, 1997, v. 275, p. 1626—1629.

Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. NATO ASI Series (1. Disarmament Technologies - vol. 17), Contribution № 336, International Lithosphere Program / Ed. K. Fuchs. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1997, 366 p.

Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol., 1998, v. 39, p. 29—60.

*Рекомендована к печати 9 апреля 2010 г.
В.С. Селезневъм*

*Поступила в редакцию
21 января 2010 г.*