

*25 марта 2019 г. исполнилось 90 лет геофизику
с мировым именем Нинель Ивановне Павленковой.
Коллектив Института геофизики
им. С. И. Субботина НАН Украины
горячо поздравляет Нинель Ивановну со славным юбилеем
и искренне желает ей здоровья, благополучия
и дальнейших успехов в творческой работе.*

Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа

Н. И. Павленкова, 2019

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
Поступила 4 февраля 2019 г.

Глибинними геолого-геофізичними дослідженнями континентів і океанів виявлено такі добре обґрунтовані закономірності у структурі земної кори і верхньої мантії, які не мають чіткого пояснення в сучасних геодинамічних концепціях. Земля розділена на дві півкулі з різною структурою літосфери — Тихоокеанську й Індо-Атлантичну, що розмежовані кільцем тектонічно активних зон високої сейсмічності (зонами Бенюфа). Система серединно-океанічних хребтів з приблизно однаковими відстанями між ними (90°) симетрична щодо Південного полюса. Кора в океанах різниться за віком і складом, виділено залишки давньої (архейської) кори і великі площі субконтинентальної кори. Континенти характеризуються великою потужністю літосфери (понад 200 км), складеної деплетованим матеріалом зменшеної густини. Згідно з експериментальними даними щодо петрофізичних властивостей речовини земної кори і верхньої мантії за високого тиску і температури, а також даними стосовно глибинних ксенолітів і геохімічних досліджень природних газів, роль глибоких енергоємних флюїдів у формуванні сіалічної кори і деплетованої мантії є великою. Природу формування континентів і океанів можна пояснити таким чином. Нерівномірна за площею дегазація Землі привела до утворення різних типів літосфери: потужна граніто-гнейсова кора і деплетована мантія зменшеної густини формувалися в зонах підвищених потоків глибинних флюїдів, а в зонах зниженої флюїдної адвекції зберігалася первинна океанічна кора й утворювалися лише невеликі ділянки кори перехідного типу. Наявність «коренів» континентів зі зменшеною густиною була основною причиною формування континентів: літосфера зменшеної густини «спливла» щодо океанічної літосфери. Дві півкулі з різною структурою літосфери утворилися, ймовірно, в результаті обертання Землі по орбіті еліпсоїдальної форми, що викликає періодичні коливання планети. Структурну симетрію глобальної системи рифтів щодо полюсів планети можна пояснити розширенням планети.

Ключові слова: глибинна геофізика, земна кора, верхня мантія, петрофізика, глибинні флюїди, глобальні порушення, дегазація і розширення Землі.

Введение. В последнее время в науках о Земле появилось много новых данных о структуре верхних оболочек Земли, которые не находят пока полного объяснения в современных геодинамических концепци-

ях. Это касается, прежде всего, данных глубинного бурения в океанах и глубинных сейсмических исследований верхней мантии. Получены также новые данные о петрофизических свойствах глубинного

вещества и его физико-химических преобразованиях при высоком давлении и температуре, а также о роли глубинных флюидов в этих преобразованиях. До сих пор не объяснена природа регулярных систем глобальных зон тектонических нарушений: Тихоокеанского кольца правильной формы и системы срединно-океанических хребтов, симметричных относительно полюсов планеты.

В настоящей статье описываются новые особенности строения земной коры и верхней мантии и делается попытка объяснить их на основе единой комплексной геодинамической модели формирования верхних оболочек Земли. Эта модель названа комплексной, поскольку объединяет основные положения уже существующих моделей на основе согласованных между собой процессов глобального тектогенеза и единых энергетических источников.

Предлагаемая модель направлена на объяснение, в основном, планетарных структур, это — континенты, океаны и крупные их блоки с разным строением коры и верхней мантии. При этом основное внимание уделено не отдельным структурным особенностям, а их закономерностям в планетарном плане.

Строение земной коры континентов и океанов. Наиболее полные данные о строении земной коры континентов и океанов получены на основе глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Этот метод дает возможность определить мощность коры и ее деление на слои с разными сейсмическими скоростями. Поскольку лабораторными исследованиями установлена достаточно строгая корреляция между сейсмическими скоростями и составом пород земной коры, это позволяет определять по сейсмическим данным не только мощность коры, но и возможный ее состав, т. е. тип коры.

Сейсмические исследования, проведенные в последние годы на континентах и океанах, выявили большое разнообразие встречающихся типов коры: мощность ее изменяется от 30—60 км на континентах до 5—20 км в океанах, при этом существен-

но изменяется и состав слагающих кору пород. На этой основе в работе [Белоусов, Павленкова, 1989] была предложена классификация типов земной коры именно по скоростным ее моделям. Базовой моделью континентальной коры с небольшим (не более 5 км) слоем осадочного чехла была выбрана трехслойная сейсмическая модель: верхний слой со скоростями продольных волн (V_p) 5,8—6,4 км/с (верхняя кора), промежуточный слой со скоростью 6,5—6,7 км/с (средняя кора) и нижний слой 6,8—7,2 км/с (нижняя кора). Установленные связи между сейсмическими скоростями и составом пород позволяют считать, что верхний слой сложен, в основном, гранитогнейсовыми породами, средний слой представлен также кислыми породами, но более высокой (гранулитовой) степени метаморфизма, или смесью кислых и основных пород. Нижняя кора это — породы основного состава высокой степени метаморфизма (гранулито-базитовыми породами). Эти данные о составе континентальной коры были подтверждены результатами бурения Кольской сверхглубокой скважины на Балтийском щите [Кременецкий и др., 1987; Павленкова, 1989], вскрывшей верхние слои коры до глубины 12 км. Данные о возможном составе более глубоких слоев обоснованы материалами по глубинным ксенолитам [Downes, 1993, 1997; Kern, 1993].

Базовой сейсмической моделью океанической коры чаще всего считается однослойная кора со скоростью продольных волн в консолидированной ее части порядка 6,8—7,2 км/с. Это означает, что сложена она породами основного состава.

Кроме этих двух основных типов коры сейсмическими работами на континентах и в океанах выявлено большое разнообразие различных сейсмических моделей и показано, что особенности распределения их по площади планеты тесно связаны с тектоникой регионов. В целом можно выделить три основных типа коры: континентальный, океанический и переходный с их подразделением на отдельные подтипы. Различаются эти типы в основном мощ-

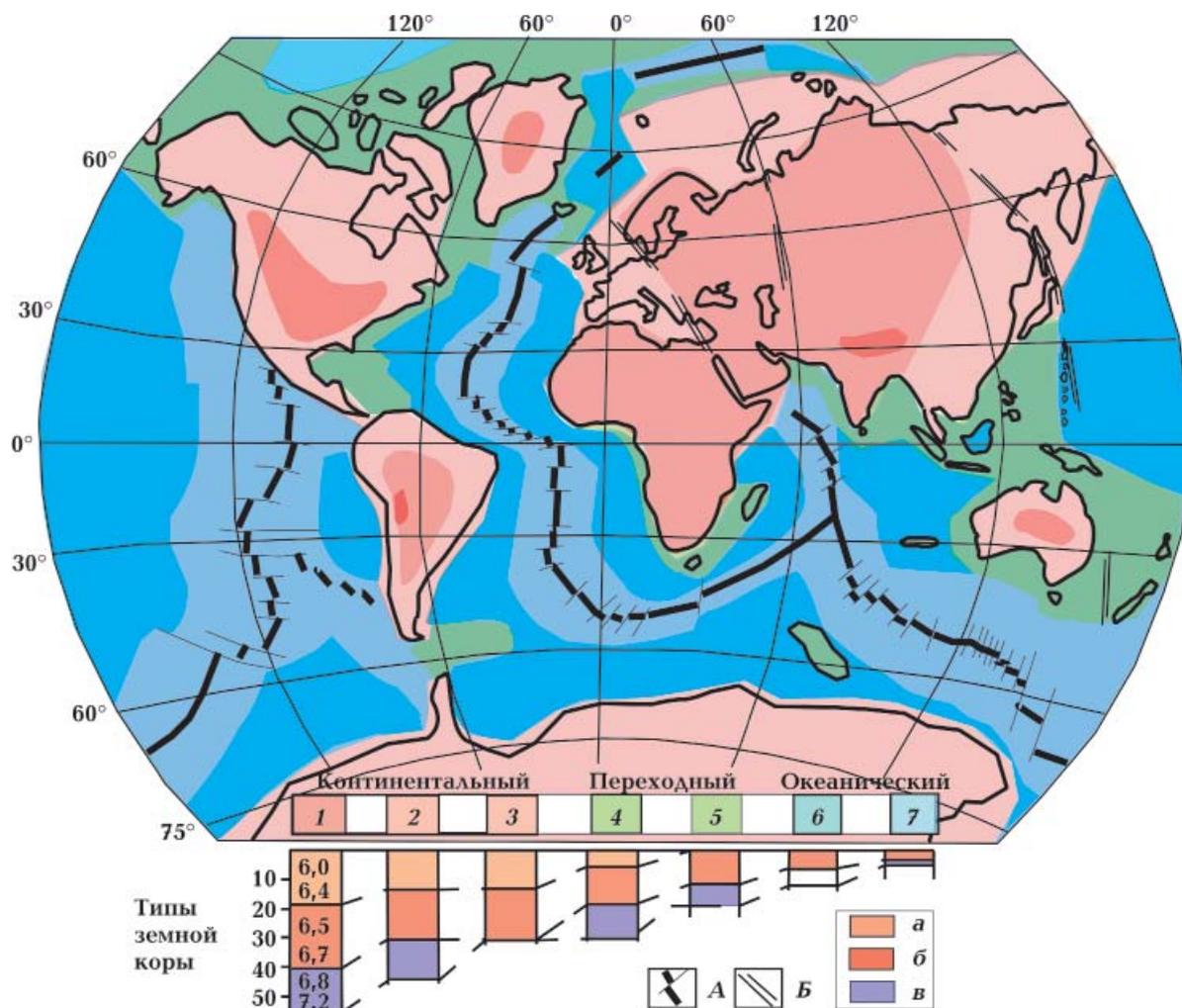


Рис. 1. Схема основных типов земной коры континентов и океанов: А — срединно-океанические хребты, Б — зоны глобальных нарушений. Тип коры, определяемый составом пород ее консолидированной части и определенный по скоростям продольных волн: а — гранитогнейсовый слой (скорости 6,0—6,4 км/с), б — гранулитогнейсовый слой (6,5—6,7 км/с), в — «базитовый» слой, представленный породами основного состава (6,8—7,2 км/с); 1—3 — континентальная кора (1 — внутренних частей континентов, 2, 3 — окраин континентов); 4, 5 — переходные типы коры континентальных окраин и океанических поднятий (4 — субконтинентальный, 5 — субокеанический); 6, 7 — океанические типы коры (6 — древней с магнитным полем континентального типа, 7 — молодой коры срединно-океанических хребтов).

ностью гранитогнейсового слоя. В континентальной коре он составляет не менее двух третей ее мощности, в океанической коре он отсутствует, а по наличию или отсутствию этого слоя и по его мощности выделен ряд переходных типов: «субконтинентальный», если мощность гранитогнейсового слоя не менее 5—7 км, и «субокеанический», представленный только вторым и третьим («базитовым») слоями, но большей мощности (более 20 км).

На рис. 1 представлена пока еще очень

схематичная карта описанных типов земной коры. На ней показаны только крупные области их развития по площади планеты. При этом для характеристики типов коры в океанах использовались не только скоростные модели, но и характер магнитного поля. Основные результаты проведенного обобщения сводятся к следующему.

Типы земной коры континентов. При первых же глубинных сейсмических исследованиях на континентах была выявлена существенная изменчивость коры при

переходе от одной тектонической структуры к другой, особенно от горных сооружений к впадинам. Но при накоплении экспериментальных данных по регионам самого разного геологического строения удалось выделить общие черты строения континентальной коры в региональном плане, разделив ее на основные типы. Это можно показать на примере наиболее изученной Северной Евразии.

Так, в Западной Европе в качестве основной модели коры была принята двухслойная скоростная модель со средней мощностью около 30 км. Выделенные слои различаются преобладающими скоростями V_p : 5,8—6,3 км/с в верхнем слое и 6,4—6,8 км/с в нижнем. Они часто разделены резкой границей, получившей название границы Конрада.

На основании большого объема данных ГСЗ на остальной огромной площади Евразии было показано, что кора континента имеет в среднем гораздо большую мощность, 40—45 км, и кроме двух описанных слоев в ее нижней части выделяется еще слой со скоростями 6,8—7,2 км/с. Эти слои часто разделены четкими сейсмическими границами. Какую из них назвать границей Конрада, не было единого мнения, и их стали называть нейтральными — К1 и К2.

Как и предполагалось, мощность коры в большой мере зависит от возраста тектонических структур и дневного рельефа. Большая мощность характерна для древних щитов и горных систем. Но это оказалось не главной закономерностью. Молодые Западно-Сибирская и Тимано-Печорская плиты имеют примерно такую же мощность коры, как и древние Восточно-Европейская и Сибирская платформы, а в складчатой зоне востока Евразии наблюдается не увеличение, а уменьшение толщины коры [Строение..., 2006; Структура..., 2007, Костюченко, Морозов, 2007]. Более четко отмечается общее уменьшение мощности коры от центральных частей континента к его окраинам. При этом наблюдается и смена типов коры. Чаще всего к окраинным зонам континента уменьшается мощность нижней (базитовой) коры, и в целом

уменьшаются средние скорости в коре, она становится, возможно, менее метаморфизованной.

Наиболее четкая смена типа коры (от двухслойной к трехслойной) наблюдается при переходе от Восточно-Европейской платформы к молодым плитам Западной Европы. Это происходит не постепенно, а резко вдоль протяженного глубинного нарушения (зоны Тейсейра—Торнквиста, ТТЗ) [Строение..., 2006; Starostenko et al., 2018]. В области ТТЗ происходит уменьшение мощности коры от средних 40—45 для древней платформы до 30 км в пределах западной Европы. Изменяется и тип коры, в ней сокращается нижний базитовый слой. На рис. 2 в качестве примера приведен временной разрез ОГТ по профилю BABEL-A, пересекающему зону ТТЗ по краю Балтийского щита. На разрезе показано положение границы М, определенной по данным ГСЗ [BABEL, 1993].

На азиатской окраине Северной Евразии также наблюдается уменьшение мощности земной коры и переход ее от первого типа ко второму (см. рис. 1), а иногда и к третьему континентальному типу. Но этот переход происходит постепенно в широкой складчатой зоне континента и в пределах Охотского моря. Континентальный тип коры в Охотском море был выявлен при первых работах ГСЗ в 50—60 годах прошлого столетия [Строение..., 1964]. Лишь в небольшой по площади Курильской впадине кора оказалась субокеанического типа: с мощностью консолидированной коры 5—7 км и со скоростями, типичными для пород основного состава, $V_p=6,7\div 6,9$ км/с. Проведенная позже переобработка этих материалов на основе современных методов интерпретации данных ГСЗ подтвердила эти построения [Филоненко, Павленкова, 2006]. Но эти данные практически игнорировались многими геологами, предполагавшими океаническое происхождение всех задуговых бассейнов Тихого океана [Богданов, Добрецов, 2002].

Последними детальными исследованиями ГСЗ, проведенными в Охотском море [Сакулина и др., 2009; Кашубин и др.,



Рис. 2. Временной разрез ОГТ по профилю BABEL-A, секущему переходную зону между Балтийским щитом и Западно-Европейской плитой и зону Тейсейра—Торнквиста [BABEL, 1993].

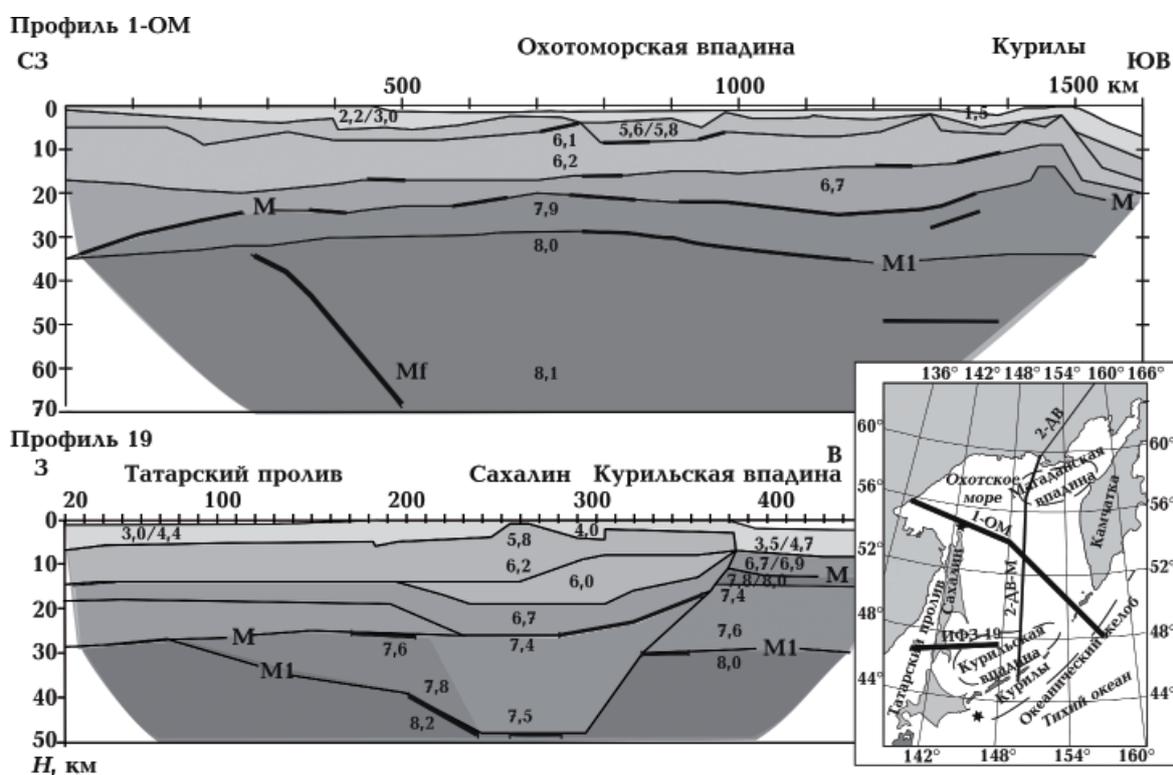


Рис. 3. Сейсмические разрезы земной коры Охотского моря по профилю 1-ДВ и ИФЗ-19. Утолщенными линиями показаны отражающие границы. На врезке схема профилей ГСЗ «Севморгео» в Охотском море [Кашубин и др., 2013б] и профиля ИФЗ-19 [Строение..., 1964].

2013б], подтвержден континентальный тип коры этого региона. Это двухслойная кора (тип 3 на рис. 1), в ней практически отсутствует нижний слой со скоростями более 6,8 км/с (рис. 3).

Совсем по-другому изменяется земная кора в Арктической зоне Евразии. Это оказалось неожиданным открытием

глубинных сейсмических исследований последних лет. В этой обширной шельфовой зоне были выявлены большие площади континентальной и «субконтинентальной» коры [Кашубин и др., 2013а; Funck et al., 2011]. Типичная океаническая кора выделена в Арктическом океане лишь в узких зонах хребта Гаккеля и Канадской впади-

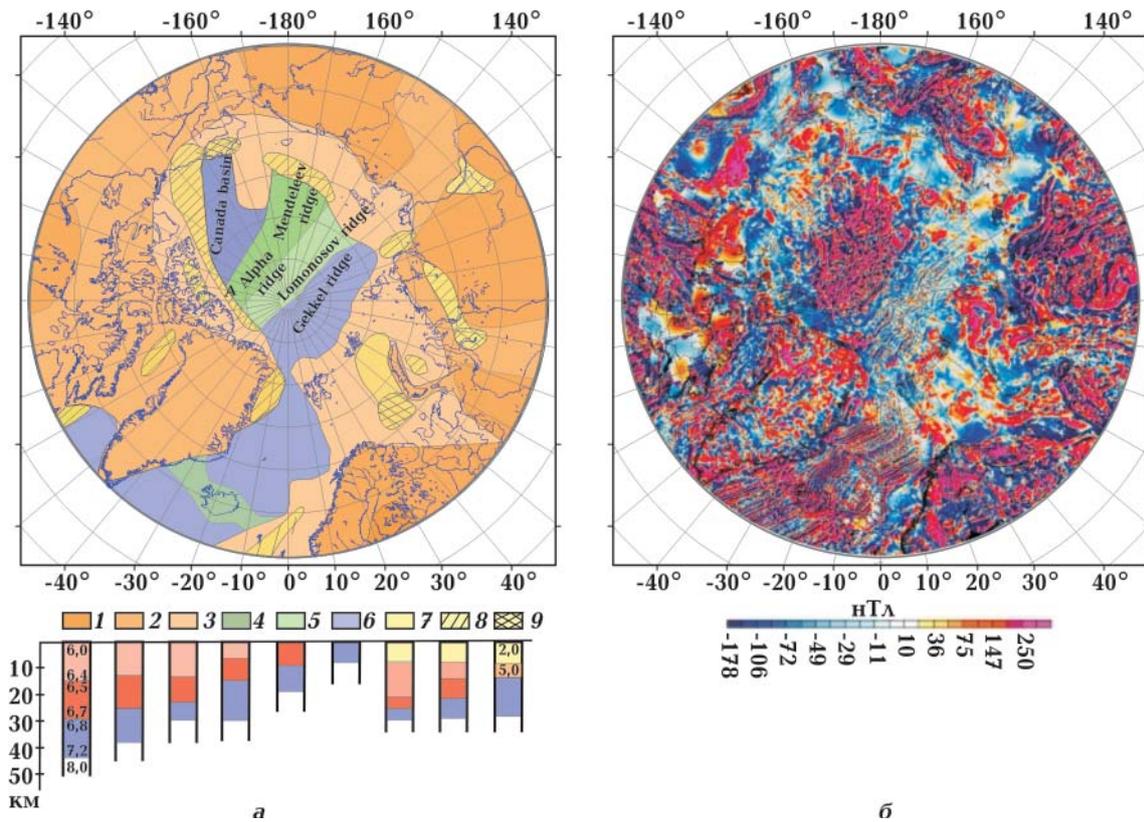


Рис. 4. Схема типов земной коры Арктики (а), составленная на основе карты типов земной коры Циркумполярной Арктики [Кашубин и др., 2013а], на которую нанесены глубокие впадины с разным типом коры [Павленкова и др., 2016]: 1—6 — скоростные модели основных типов коры, показанных на рис. 1, 7—9 — континентальный, субконтинентальный и субокеанический типы коры глубоких впадин; Магнитная карта Арктики [Gaina et al., 2011] (б).

ны (рис. 4). В пределах шельфовой зоны Евразии, особенно в западной ее части, земная кора представлена, как и в Западной Европе, континентальным типом мощностью около 30 км со скоростью продольных волн 5,8—6,8 км/с. Но далее в сторону центральная часть океана за счет сокращения мощности гранитогнейсового слоя она изменяется на «субконтинентальный» тип.

Таким образом, глубинные сейсмические исследования, проведенные в Северной Евразии и в Арктике, показали, что в пределах континента и его шельфовых зон на фоне многообразия локальных изменений в структуре земной коры четко выделяется главная закономерность — уменьшение мощности от центральных частей континента к его окраинам. При этом мощность коры уменьшается, в основном, за счет уменьшения толщины нижнего

базитового слоя. Но в Арктике тип коры изменяется от континентального к субконтинентальному типу (см. рис. 1).

Общее уменьшение мощности коры от центральных частей континента к его окраинам отмечается и для других континентов. Это было надежно установлено по карте мощности земной коры, построенной на основании обобщения и детального анализа всех сейсмических данных по структуре земной коры континентов, существовавших к концу прошлого столетия [Mooney, 2007]. Эта закономерность подтверждается и всеми последующими работами.

Для большей части континентов характерно также закономерное изменение типа коры от центральных частей континентов к их окраинам за счет уменьшения мощности нижнего высокоскоростного слоя. Это

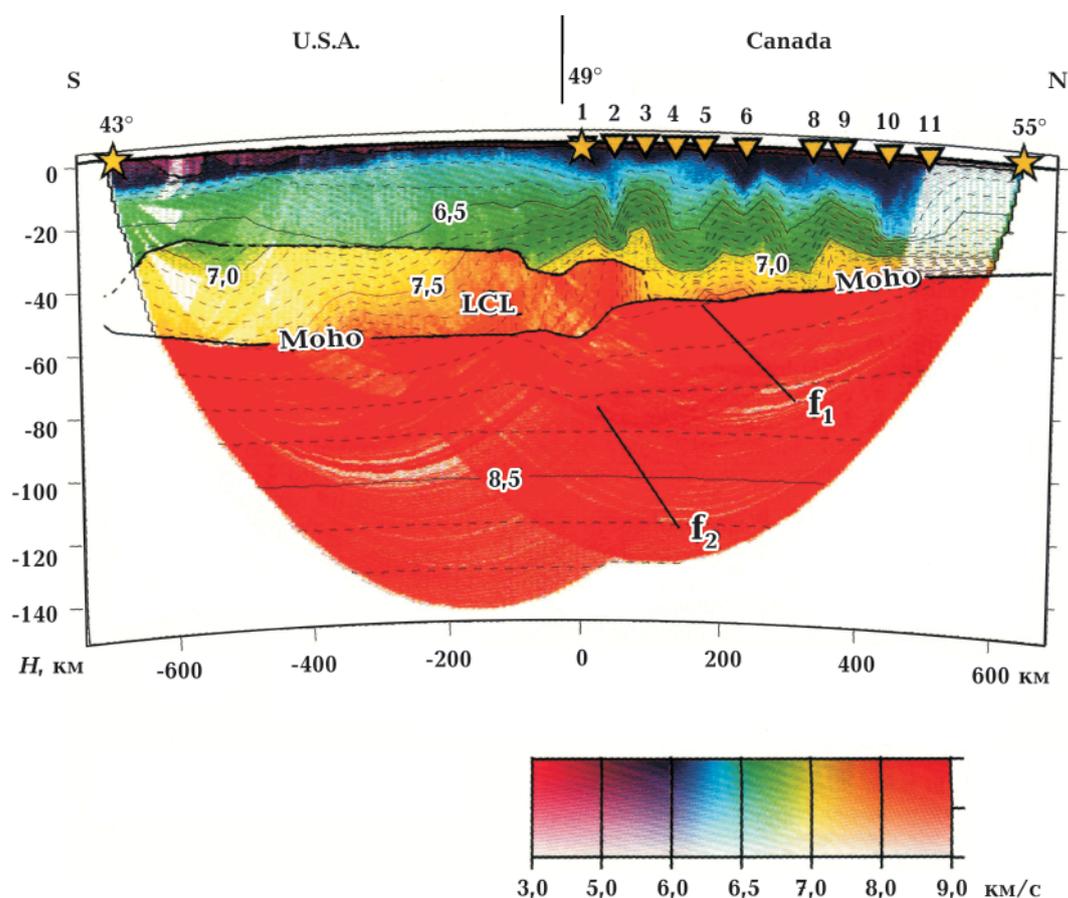


Рис. 5. Сейсмический разрез по меридиональному профилю в северной части Северо-Американского континента между широтами 43° и 55° [Fernandez Viejo, Glowes, 2003] (LCL — слой нижней коры с аномально высокой скоростью).

можно показать на примере протяженно-го меридионального профиля ГСЗ проекта LITHOPROBE, секущего центральную и северную часть Северо-Американского континента от г. Ванкувер и далее в канадскую часть континента (рис. 5). По этому профилю наблюдается переход от трехслойной коры мощностью более 40 км к коре меньшей мощности, а затем и к двухслойной коре [Fernandez Viejo, Clowes, 2003]. Такое строение земной коры Северной Америки подтверждается и данными по протяженному профилю ОГТ—ГСЗ, пересекающему западную часть Канады и выполненному по крупной комплексной программе LITHOPROBE [Clowes et al., 2005].

То же самое наблюдается и в китайском секторе Азиатского континента: мощность коры уменьшается здесь от аномальных 60 км для Тибета до 30 на восточной

окраине континента (см. рис. 1). Это, несомненно, очень важная закономерность, которую нельзя не учитывать при любых геодинамических построениях глобального плана, особенно процессов формирования континентов.

Петрофизическая модель континентальной коры. Земная кора континентов хорошо изучена не только по изменчивости состава слагающих ее пород. Глубинными геофизическими исследованиями установлено закономерное изменение ее внутреннего строения по ряду других петрофизических характеристик, например по реологическим свойствам. Наиболее полные данные в этом плане получены при комплексных исследованиях сейсмическими методами ГСЗ и ОГТ и магнитотеллурическим зондированием (МТЗ). Методом ОГТ по системе коротких отражающих

элементов можно выявить степень неоднородности земной коры, его повышенную разрушенность и трещиноватость (высокую «мутность») среды [Николаев, 1972] и, напротив, ее монолитность в виде «прозрачных» зон (см. рис. 2). Степень трещиноватости и обводненности коры наиболее полно определяется методом МТЗ.

Среди структурных неоднородностей земной коры, природа которых вызывает особый интерес, следует отметить наличие слоев с пониженной скоростью в средней коре и сложное строение переходной зоны кора—мантия, границы М. Этот интерес вызван необычными особенностями данных структурных неоднородностей: они встречаются повсеместно в коре разного типа и разной истории развития, и их формирование трудно объяснить простой сменной состава слагающего кору вещества.

Первые данные о слоях с пониженной скоростью в земной коре были получены при сейсмологических исследованиях по записям близких землетрясений. Они получили название «волноводов», поскольку в таких слоях формируются так называемые каналовые волны, распространяющиеся внутри слоя, отражаясь и преломляясь на его кровле и подошве. Такие слои обычно наблюдались в тектонически активных регионах на глубине 10—20 км. Их естественным объяснением было предположение о влиянии на такой глубине повышенной температуры, вызывающей уменьшение сейсмических скоростей.

Однако слои с пониженными скоростями были обнаружены в земной коре и в пределах холодных кристаллических щитов, сначала на Украинском щите [Павленкова, 1973], затем на Балтийском щите [Luosto et al., 1989]. По электромагнитным данным эти слои характеризуются повышенной флюидонасыщенностью [Korja et al., 1993; Ваньян, Павленкова, 2002].

Такие же слои с пониженными скоростями и повышенной электропроводностью были обнаружены в средней коре практически во всех регионах Северной Евразии: Восточно-Европейской платформы [Grad, Luosto, 1987; Баранова и др., 2011], Сибирского кратона [Крылов, 1980] и молодой Западно-Европейской плиты [Naak, Natton, 1986]. Их наличие предполагалось ранее и по геологическим данным [Иванов, 1990]. При этом наблюдается и одинаковая для всех регионов изменчивость внутренней структуры всей коры. Верхняя ее часть, выше волновода, характеризуется обычно резкой горизонтальной неоднородностью, это – жесткая часть коры; нижняя часть более однородна, т. е. более пластична.

В качестве примера на рис. 6 приведены данные об этих петрофизических особенностях земной коры в районе Байкала [Крылов, 1980]. Над слоем пониженной скорости, который выделен в этом регионе на глубине 15—21 км (график V_p), наблюдается существенная скоростная неоднородность коры, а в пределах волновода она

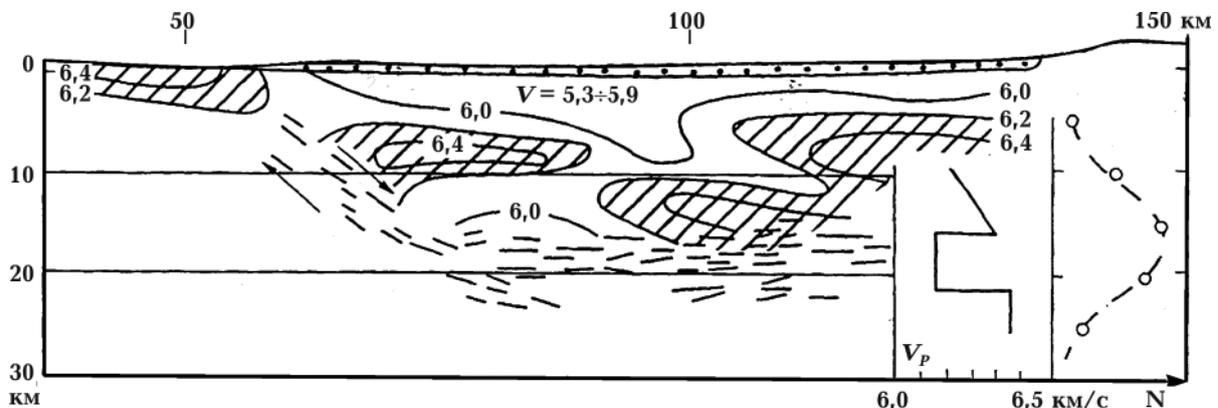


Рис. 6. Скоростной разрез земной коры в районе Байкала (заштрихованы области повышенных скоростей): V_p — скоростная модель, N — график изменения числа землетрясений с глубиной [Крылов, 1980].

изменяется на горизонтальную расслоенность. Наблюдается также выполаживание к волноводу глубинного разлома листрической формы. Деление коры на жесткую верхнюю часть и более пластичную нижнюю подтверждается и данными о распределении в ней очагов землетрясений (график числа землетрясений N): их число резко уменьшается на уровне волновода. На Балтийском щите, где регистрируются слабые землетрясения, их очаги чаще всего располагаются также в кровле выделенных слоев с пониженной скоростью.

Объяснить природу слоев с пониженной скоростью (ослабленных слоев) в коре платформенного типа увеличением с глубиной температуры, как это принято в сейсмологии, невозможно. На древних платформах тепловой поток составляет в основном 30—40 мВт/м² и на глубине 10—20 км температура не превышает 150 °С [Гордиенко и др., 1982]. Это может уменьшить градиент роста скорости с глубиной, но не может создать зону инверсии скоростей.

Совершенно иначе влияют на величину скорости изменения с глубиной таких физических и механических свойств вещества, как пористость, степень пластичности, напряженное состояние и содержание в породе флюидов. Они могут объяснить самые резкие изменения скоростей и электропроводности на небольших глубинах, т. е. формирование волноводов. Это доказано лабораторными измерениями физических свойств вещества при высоком давлении и температуре [Kern, 1993].

Такая природа слоев с пониженной скоростью в средней коре была подтверждена на Балтийском щите и данными Кольской сверхглубокой скважины, которая выявила уменьшение скоростей на глубине 9—12 км с резким увеличением объема скважины и пористости пород, свидетельствующих о повышенной их трещиноватости [Павленкова, 1989]. Здесь же наблюдался и большой приток воды.

Отмеченные структурные изменения в земной коре нашли свое объяснение в механических моделях, предложенных

В. Н. Николаевским [Николаевский, 1981]. На основании лабораторных исследований условий разрушения горных пород при высоком давлении и температуре было показано, что в верхней коре должны формироваться сначала субвертикальные, а затем наклонные трещины, что может объяснить листрическую форму разломов. На определенной глубине, зависящей от температуры и состава коры, происходит разрушение породы и образование микротрещиноватости. Это разрушение сопровождается дилатансионными эффектами и может явиться причиной разуплотнения породы и соответствующего уменьшения скорости сейсмических волн и увеличения электропроводности. Для условий древних платформ и гранитогнейсового состава коры эта критическая глубина оценивается в 10—15 км, что хорошо согласуется с глубиной до наблюдаемых сейсмических волноводов.

Другой, важной с точки зрения геодинамики особенностью континентальной коры является область перехода кора—мантия, граница Мохоровичича (Мохо). Эта граница является, несомненно, вещественной границей, отделяющей земную кору от ультраосновных пород верхней мантии. Однако детальные исследования структуры этой границы различными геофизическими методами и особенностей регистрируемых от нее сейсмических волн дают основание предполагать, что это не простая граница первого рода, а мощная расслоенная пачка со значительным изменением скоростей в отдельных прослоях. Это было наиболее полно показано путем формирования изображения данной границы методом миграции преломленных и закритических отраженных волн, выполненного для различных регионов мира [Пилипенко и др., 1999; 2006].

Но природа такой расслоенности до сих пор все еще плохо изучена. Чаще всего предполагается, что это — чередование слоев вещества разного состава (корового и мантийного), образовавшееся в процессе формирования земной коры. Некоторые особенности этой границы дают

основание также предполагать, что, как и коровый волновод, она представлена чередованием малопроницаемых и флюидонасыщенных слоев. Это предположение подтверждается наблюдаемой иногда повышенной электропроводностью низов коры [Jones, 1992].

Возможная связь границы М с областью резкого изменения проницаемости вещества и концентрацией в ней глубинных флюидов обоснована в работе [Николаевский, 1978], в которой показано, что граница М располагается на предельной глубине хрупкодилатансионного состояния пород и перехода их в состояние истинной пластичности. Для древних платформ эта глубина около 40 км, т. е. типичная глубина до границы М. Увеличение в низах коры пластичности вещества, возможное его течение хорошо согласуется с данными гравитационного моделирования, по которым именно на уровне границы М, а не на подошве астеносферы, наблюдается изостатическая уравнированность коры.

В результате детальных сейсмических исследований в разных регионах мира выявлены и другие особенности границы М, которые пока остаются труднообъяснимыми и свидетельствуют о непростой природе формирования данной границы. Это касается, например, формирования так называемого «двойного Мохо», «Double Moho» [Pavlenkova, 1996]. Такое название означает не просто существование двух границ в зоне перехода кора—мантия, а формирование границ, которые можно назвать «древним» и «молодым Мохо».

Примером «двойного Мохо» является, возможно, отражающая граница, прослеженная в верхах мантии под сокращенной по мощности земной корой Западной Европы (см. рис. 2). Ее глубина, очевидно, не случайно соответствует глубине до границы М на Балтийском щите (40 км). Можно предположить, что эта граница является «древним Мохо», сохранившимся после частичной переработки мощной коры щита. Возможно, это зачатки «будущего Мохо», если кора Западной Европы со временем увеличится по мощности до

коры Восточно-Европейской платформы.

Формирование двух границ Мохо можно объяснить также процессом эклогитизации пород нижней коры, например, при формировании глубоких впадин, когда породы нижней коры приобретают скорости порядка 8,0 км/с, образуя «молодое Мохо», но «древнее» Мохо с более высокой скоростью сохраняется. Таким примером может служить граница М1 на рис. 3.

Таким образом, главными особенностями петрофизической модели континентальной земной коры является наличие в ней двух реологически ослабленных зон: в средней коре и ее низах. Эти зоны играют, несомненно, большую роль во многих тектонических процессах и в преобразовании структуры земной коры. Вдоль них возможны подвижки блоков верхней коры, а также течение вещества. Такая модель земной коры хорошо согласуется с тектонической расслоенностью коры, установленной независимо по огромному объему геологических данных [Иванов, 1990; Леонов, 1993; Гуфельд, Матвеева, 2011]. Субгоризонтальные подвижки относительно жестких блоков коры, ее микроплит, и течение материала по ослабленным зонам обеспечивают все многообразие наблюдаемых тектонических формирований. Эти процессы имеют большое значение и при формировании коры разного типа.

Земная кора океанов. Земная кора океанов начала интенсивно исследоваться лишь во второй половине прошлого века, и главным открытием этих исследований явилось наличие в океанах всего многообразия типов земной коры, наблюдаемых на континентах (см. рис. 1). Это надежно установлено геофизическими исследованиями [Удинцев, 2000; Васильев, 2009; Choi, Pavlenkova, 2009; Yano, 2014; Удинцев и др., 2018], а главное, глубоководным бурением, проведенным по различным международным программам, например, по уникальным американским программам DSDP и ODP. Эти данные бурения в настоящее время наиболее полно обобщены в книгах [Блюман, 2011, 2013, 2015], в которых описаны керны более 300 скважин, вскрыв-

ших консолидированную часть коры, и приведены данные о составе, структуре и возрасте этих пород. В результате были выявлены совершенно новые особенности земной коры океанов. Оказалось, что она древняя и представлена разными типами коры (от океанической до континентальной). Совершенно иным оказался состав типичной океанической коры. Коротко эти новые особенности земной коры океанов можно представить следующим образом.

Огромные пространства абиссальных равнин океанов и срединно-океанических хребтов покрыты корой океанического типа (см. рис. 1). Но эта кора делится на подтипы, которые различаются не по сейсмическим моделям, а по ее возрасту и составу, а также по магнитному полю. Ранее предполагалось, что океаническая кора сложена молодыми (начиная с триаса—юры) базальтами и другими излившимися в зонах спрединга породами основного состава. Но оказалось, что типично океаническая кора устроена гораздо сложнее и имеет неожиданный для нее возраст.

Возраст океанической коры определялся раньше по возрасту перекрывающих ее осадков (от юры до голоцена). Однако глубоководное бурение показало, что ее возраст гораздо древнее, и довольно часто встречаются совсем древние породы (начиная с докембрия). Так, отдельные участки коры Атлантического океана сложены докембрийскими гнейсовыми породами, перекрытыми мезозойскими базальтовыми покровами. В западной части Индийского океана скважина ODP Leg 176, пробуренная в пределах срединно-океанического хребта, вскрыла 1,5 км древней океанической коры [Dick et al., 2000]. Установлено также, что практически все базальты океанической коры образовались в субаэральных или мелководно-морских условиях и сочетаются с разновозрастными осадками такого же генезиса, в том числе красноцветными образованиями. В работе [Бортников и др., 2008] приводятся данные о древнем (до 2230 млн лет) возрасте цирконов, обнаруженных в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта.

Древние породы обнаружены и в пределах хребта Гаккеля в Арктическом море [Liu et al., 2008].

Неожиданным оказался и состав океанической коры [Погребницкий и др., 2002]. Обычно она представлена не только базальтами или другими магматическими формированиями. Теперь в ее консолидированной части выделяется два дополнительных слоя [Блюман, 2011]. Верхний слой сложен пиллоу-базальтами ($V_p=2,5\div 3,8$ км/с) и дайковым комплексом (4,0—6,0 км/с). Нижний слой представлен не только интрузивными породами основного состава с магматической структурой (кумулятивные габбро, $V_p=6,9\div 7,3$ км/с), но и метаморфическим комплексом изотропных габбро со скоростями 6,5—6,8 км/с.

Объяснить природу метаморфического комплекса такой коры не просто. По химическому составу он принадлежит к типичным габбро, а структура его полосчатая или порфириобластовая (очковая), т. е. это порода гнейсососнового состава [Elton, 1987; Gaggero, Gortesogno, 1997]. Возраст этих кристаллических мафит-ультрамафитовых пород древний (1,6—3,7 млрд лет). Именно такие породы мощностью 1,5 км вскрыты отмеченной выше скважиной в Индийском океане [Dick et al., 2000]. Отнесение их к кумулятивным магматическим образованиям невозможно также еще и потому, что в их составе наблюдается почти постоянное присутствие троктолитов, кристаллизация которых не соответствует магматическим условиям. Поскольку гранулитовая фация метаморфизма (давление 6—10 кбар и температура 700—1000 °C) невозможна в тонкой океанической коре, породы этого метаморфического комплекса сформировались на большей глубине.

Новые данные об океанической коре были получены также при изучении магнитного поля океанов. Было установлено его существенное отличие в пределах срединно-океанических хребтов от полей континентов по интенсивности локальных аномалий и их форме. На больших площадях хребтов было выявлено поле с протяженными аномалиями линейной формы, и

оно считалось типичным для океанов. Позже было установлено, что только в области хребтов с типичной океанической корой наблюдается магнитное поле с протяженными аномалиями, параллельными хребту. Остальные части океанов представлены чаще всего магнитным полем континентального типа с резко выраженными аномалиями разного знака и разной формы.

Такое сочетание океанического типа земной коры с магнитным полем, характерным для континентов, можно показать на примере Южной Атлантики. Земная кора и магнитное поле Атлантического океана по своим основным характеристикам наиболее полно соответствуют классическим представлениям о формировании океана за счет разрыва континентов и раздвижения литосферных плит. Контуры окружающих континентов подобны и именно в центральной части океана прослеживается срединно-океанический хребет с тонкой океанической корой, а параллельно оси хребта вытянуты магнитные аномалии линейной формы. Континенты, окружающие океан, характеризуются типичным для континентов магнитным полем с резкими аномалиями сложной формы. Но в

Южной Атлантике вдоль окраин Африки и Южной Америки сложное магнитное поле континентального типа продолжается на 200—300 км внутрь океана (рис. 7). Можно было ожидать, что это связано с субконтинентальным типом земной коры этих окраинных зон. Но глубинные сейсмические исследования, проведенные вдоль Анголо-Бразильского геотраверса, показали, что земная кора вдоль всего геотраверса является типично океанической, мощностью 10—12 км, и сложена она согласно скорости 6,6—6,8 км/с основными породами [Глубинное..., 1996; Павленкова и др., 1993]. Несколько сдвинуты в океан и литосферные корни Африканских кратонов (рис. 7, *в*), но гораздо в меньшей степени, чем магнитное поле континентального типа.

Если из наблюдаемого магнитного поля Южной Атлантики (рис. 7, *а*) вырезать его слабую по интенсивности центральную часть, то аномалии сложных полей Южной Америки и Африки, продолжающиеся на океанических окраинах, идеально совпадают по простиранию и интенсивности, рисуя единую систему континентальных тектонических структур (рис. 7, *б*). Наибо-

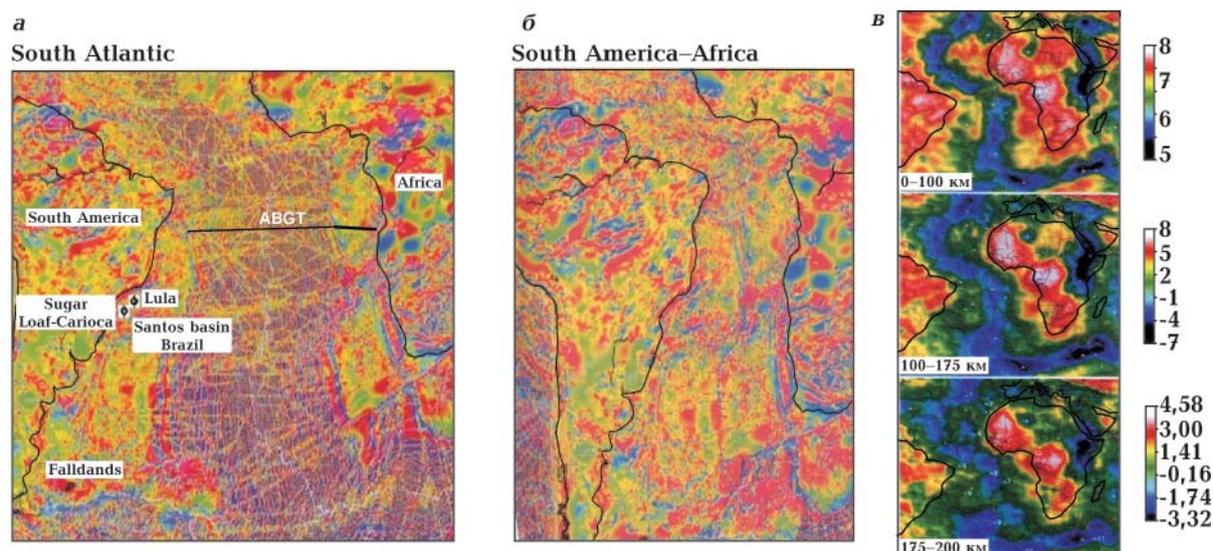


Рис. 7. Наблюдаемое (*а*) и трансформированное (*б*) магнитные поля Южной Атлантики [James, 2011]. При трансформации наблюдаемого магнитного поля из него вырезана центральная часть с линейными магнитными аномалиями в районе срединно-океанического хребта (АВГТ — Анголо-Бразильский геотраверс), данные сейсмотомографии о структуре литосферы западной части Африки на глубине от 0 до 250 км [O'Reilly et al., 2009] (*в*).

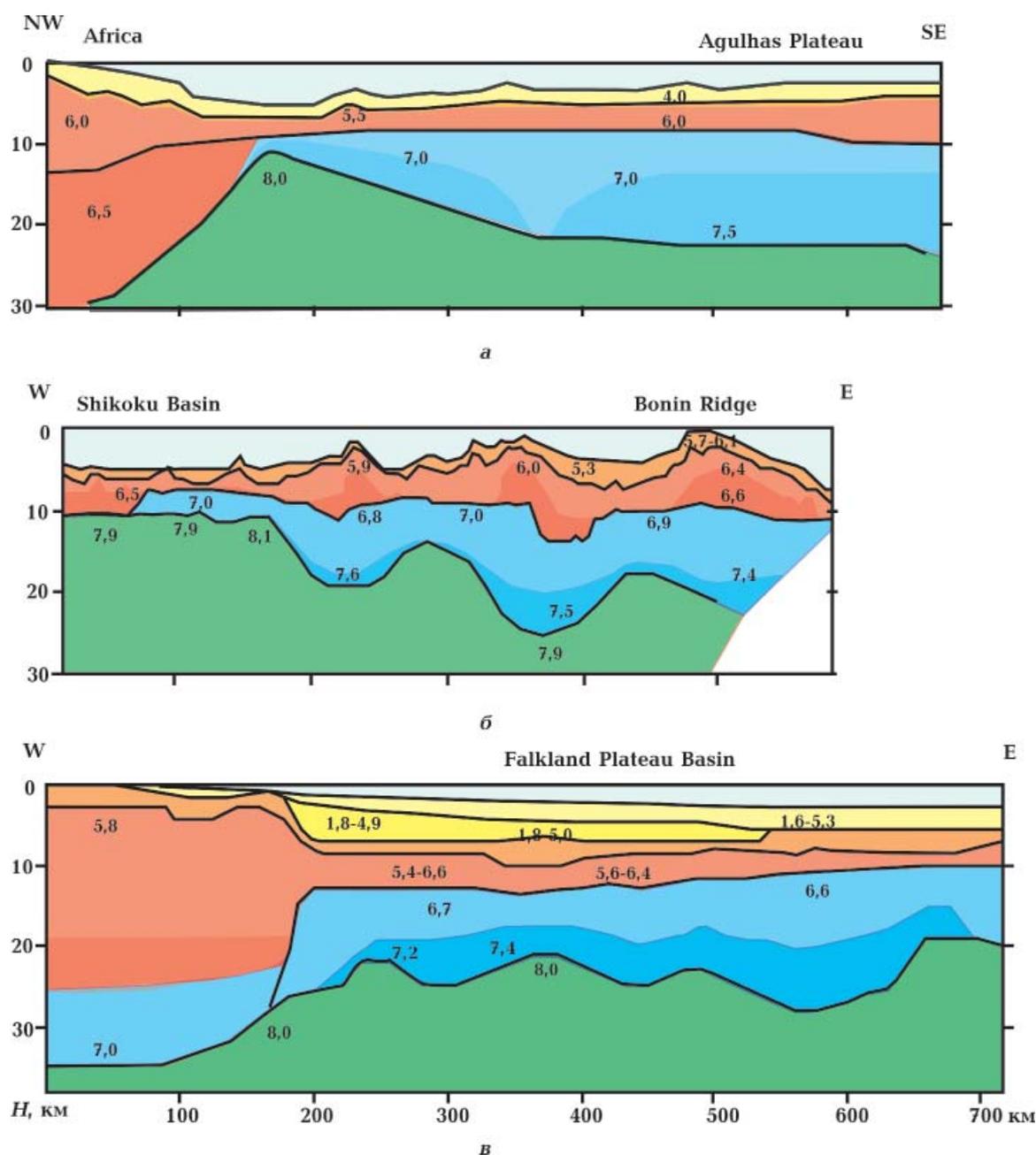


Рис. 8. Скоростные разрезы земной коры океанических поднятий с субконтинентальным типом коры: *a* — поднятия Агульхас у южного окончания Африки [Gohl, Uenzelmann-Neben, 2001], *б* — хребта Боннин в японском секторе Тихого океана [Tsunoda, 2007], *в* — континентальной окраины Фолклендских островов в южной Атлантике [Schimschal, Jokat, 2018].

лее правдоподобным объяснением такой картины является предположение, что Африканский и Южно-Американский континенты до их распада имели гораздо большие размеры, и области континентального типа магнитного поля были сложены, возможно, континентальной корой. Распад этого древнего крупного конти-

нента произошел, очевидно, задолго до юрского времени, и сопровождался тогда не разрывными, а пластическими деформациями земной коры, ее растяжением, при этом верхний гранитогнейсовый слой разрушался. И только на следующем (постюрском) этапе формирования Южной Атлантики основная роль принадлежала

масштабному рифтогенезу с образованием срединно-океанического хребта и молодой коры океанического типа. При этом мощность древней коры уменьшилась, был полностью разрушен гранитогнейсовый слой, но магнитное поле этой древней коры сохранилось.

Подобная картина характерна и для других океанов, где также наблюдается два типа океанической коры, различающиеся магнитным полем, и, очевидно, природой их формирования. Это — более древняя кора с континентальным типом магнитного поля и более молодая с линейными магнитными аномалиями (типы 6 и 7 на рис. 1).

Другой важной особенностью земной коры океанов, выявленной многочисленными геофизическими и геологическими исследованиями и подтвержденной глубоководным бурением, является наличие больших площадей, сложенных корой переходного и даже континентального типа.

Кора континентального и субконтинентального типа встречается в океанах чаще всего на островах и океанических поднятиях вблизи континентов [Pavlenkova, Zverev, 1981; James, Singh, 1986; Shanon et al., 1994; Charvis et al., 1995; Richardson et al., 1998; James, 2011; Ishikawa et al., 2011]. Особенно большие площади субконтинентальной коры выявлены в восточной части Тихого океана (см. рис. 1) [Choi et al., 2009]. На рис. 8 приведены примеры коры субконтинентального типа для Индийского и Тихого океанов. Это — разрезы коры поднятия Агульхас на юго-восточном окончании Африканского континента [Gohl, Uenzelmann-Neben, 2001] и континентальной окраины Фолклендских островов в южной Атлантике [Schimschal, Jokat, 2018]. Мощность коры на этих разрезах сопоставима с континентальной корой, в ней надежно выделяется гранитогнейсовый слой мощностью 5—10 км, но средние скорости в коре повышенные за счет большой толщины нижнего слоя. Континентальные породы были обнаружены на хребте Агульхас и по геологическим данным до сейсмических работ [Allen, Tuscholke, 1981]. В Индийском океане такая

кора характерна для островов Мадагаскар и Кергелен [Operto, Charvis, 1996]. В глубоких впадинах океанов вблизи континентов с мощностью осадков до 15—20 км кора обычно субокеанического типа, например, в Бенгальском и Мексиканском заливах [Brune, Singh, 1986; Suckro et al., 2012].

В областях с переходным типом коры чаще всего наблюдается магнитное поле континентального типа. Так, во всей центральной Арктике с субконтинентальным типом коры магнитное поле такое же, как на окружающих континентах (см. рис. 4) [Gaina et al., 2011]. В восточной части Тихого океана преобладают протяженные линейные аномалии, а в западной магнитное поле близко к континентальному типу [Korhonen et al., 2007], что соответствует делению океана на западную часть с преобладанием коры переходного типа и восточную с океанической корой.

Следует отметить также, что кора субконтинентального типа выделяется в океанах не только по сейсмическим данным. По данным бурения установлено, что такая кора часто покрыта такими же базальтовыми покровами, как на соседних континентах. Например, вдоль восточной части Гренландии при глубине около 4000 м и при удалении от берега до 60 км выявлены покровы базальтов, перекрытые вулканитами, гранитометаморфическими докембрийскими породами. В восточной части Северной Атлантики также выделена протяженная зона таких базальтовых излияний. Они обнажаются на Фарерских островах, островах Скай и Малл и на плато Декан. Такие же базальты вскрыты и в других океанах: на пассивной окраине Южной Америки (подводные плато Сантос и Кампос и поднятие Рио-Гранде) они прослеживаются на расстоянии до 600 км от берега. На о-ве Кергелен базальты субаэрального магматизма перекрыты мелководными осадками древних пород.

Главные структурные особенности земной коры континентов и океанов и процессы их формирования. Таким образом, проведенные в последнее время геолого-геофизические исследования структуры

земной коры континентов и океанов выявили ряд ее новых структурных особенностей и общих законов распределения по площади разных ее типов. Наиболее важными с точки зрения глобальной геодинамики являются следующие особенности:

1) на континентах и в океанах выделяется четыре основных типа земной коры, различающиеся мощностью и составом слагающих ее пород. Это — континентальная кора с мощным гранитогнейсовым сломом, тонкая океаническая кора основного состава и переходные типы; субконтинентальный с сокращенной мощностью гранитогнейсового слоя и субокеанический, в котором этот слой отсутствует;

2) наблюдается закономерное изменение структуры коры от внутренних частей континентов к их окраинам с общим уменьшением ее мощности и мощности нижнего базитового слоя;

3) континентальный тип коры часто наблюдается в шельфовых зонах, т. е. размеры континентов существенно больше, чем они показаны на географических картах;

4) в шельфовой зоне Северной Евразии и далее в пределах Арктики выявлены большие площади коры субконтинентального типа, которые тоже увеличивают общую площадь континентов;

5) океаническая кора оказалась древней и сложена она не только излившимися породами, базальтами и габбро, но и метаморфическими габбро;

6) океаническая кора подразделяется на два подтипа, различающихся особенностями магнитного поля: древняя кора с магнитным полем континентального типа и разновозрастная кора срединно-океанических хребтов с магнитными линейными аномалиями, параллельными оси хребта;

7) кроме океанической коры большие площади океанов покрыты корой переходного и даже континентального типа. Континентальная и субконтинентальная кора характерна для островов и океанических поднятий, субокеаническая — для прогибов.

Одной из основных задач глобальной

тектоники является определение природы разных типов земной коры и закономерностей их распределения по поверхности планеты. Эта проблема широко обсуждалась и продолжает обсуждаться до настоящего времени в геологической литературе. Она затрагивает все области геодинамики и имеет важный глобальный аспект, так как это, по существу, проблема формирования континентов и океанов.

В современных концепциях глобальной тектоники рассматриваются различные процессы формирования земной коры. В тектонике литосферных плит, в моделях расширяющейся Земли и т. д. это обычно единовременный процесс формирования коры океанического типа за счет разрыва и раздвижения континентов, а также заполнения этих разрывов мантийными выплавками основного состава. Время формирования такой коры и соответствующих океанов определяется в данных концепциях с конца палеозоя до неогена, т. е. океаническая кора считается молодой. Наблюдаемая в океанах неоднородность земной коры по толщине объясняется при этом последующими процессами интенсивного вулканизма и андерплейтинга. Но таким образом нельзя объяснить наличие в океанах крупных блоков гранитогнейсовой коры и, главное, древний возраст океанической коры, сложенной не только излившимися породами, но и метаморфическими габбро.

Другая группа исследователей считает, что океаническая кора — это продукт разрушения и трансформации континентальной коры. При этом также предполагается, что сначала вся поверхность Земли была покрыта корой континентального типа и океаническая кора является вторичным продуктом [Перчук, 1987; Белоусов, 1989; Downes, 1993, 1997; Фролова, Бурикова, 1997]. Наиболее обоснованными в этом плане являются процессы «базификации» коры за счет насыщения ее мантийными интрузиями и за счет преобразования гранитогнейсового слоя [Костюченко, 2010; Блюман, 2011] или за счет эколгитизации нижнего слоя коры [Артюшков, Поселов, 2010].

Такие преобразования хорошо изучены и действительно наблюдаются на континентах и их окраинах, особенно при образовании глубоких впадин. Этими процессами, в принципе, можно объяснить все наблюдаемое разнообразие типов коры в океанах. Однако формирование океанической коры на огромной площади современных океанов только за счет преобразования континентальной коры, ее «океанизации», маловероятно. Как показано в работе [Лутц, 1994], в результате подобной трансформации должны образоваться большие объемы щелочей и других элементов, которые не выявлены в океанах.

Таким образом, сложное строение земной коры океанов, представленной разными и ранее неизвестными ее типами, невозможно объяснить только в рамках перечисленных выше концепций. Формирование такой коры происходило, несомненно, в результате сочетания различных длительных и многоэтапных геодинамических процессов, разных по площади, временному интервалу и интенсивности. При этом нельзя исключать первичность наблюдаемых в океанах типов коры. И действительно, почему следует исходить из предположения, что сначала вся земная поверхность была покрыта континентальной корой? Напротив, как показано в работе [Кривицкий, 2016], на первых этапах формирования земной коры поверхность Земли была покрыта веществом основного состава. Это следует из большего объема экспериментальных данных по изучению возраста и состава древних пород. Они показали, что самые древние породы, вскрытые на кристаллических щитах, как правило, представлены ультраосновными образованиями.

И в целом наличие в океанах древней коры океанического типа означает, что континентальная кора формировалась не по всей поверхности Земли, как это предполагается в современных геодинамических концепциях, а на отдельных площадях, очевидно в условиях особых эндогенных режимов. Эти особые условия

обозначены в работах [Лутц, 1983, 1994], где на основании большого фактического материала показано, что отличительной чертой континентальной (гранитогнейсовой) коры является образование ее из мантийного материала, насыщенного флюидами. Другими словами, можно сделать очень важный, даже основополагающий вывод, что описанные выше разные по составу типы земной коры могли формироваться в результате неравномерной по площади флюидной адвекции: в областях интенсивных потоков флюидов формировалась сиалическая (континентальная) кора, а на месте современных океанов поток был слабым. Там и сохранилась древняя кора основного состава и лишь отдельными пятнами образовалась кора переходного типа [Павленкова, 2011; Pavlenkova, 2017].

Такая модель формирования земной коры предполагает сложный многоэтапный, в основном физико-петрологический и геохимический процесс дифференциации первичного вещества планеты, существенно отличающийся от упрощенного представления о последовательном выплавлении из мантии сначала легкого материала («кислой» коры), а затем более тугоплавкого основного вещества. Большое значение при этом имеют, несомненно, глубинные процессы, формирующие и регулирующие флюидную адвекцию.

Структурная неоднородность верхней мантии континентов и океанов и ее природа. Верхняя мантия континентов, ее состав и температурный режим. По данным сейсмологических и сейсмических исследований структура верхней мантии континентов и океанов существенно различается. Под континентами наблюдаются повышенные сейсмические скорости, 8,1—8,4 относительно 7,8—8,2 км/с под океанами. Повышенные скорости простираются под континентами до больших глубин (250—300 км). Эти высокоскоростные аномалии были обнаружены при первых же сейсмотомографических построениях и были названы «корнями» континентов [Jordan, 1979; Gossler, Kind, 1996]. Природа таких высокоскоростных «корней» объ-

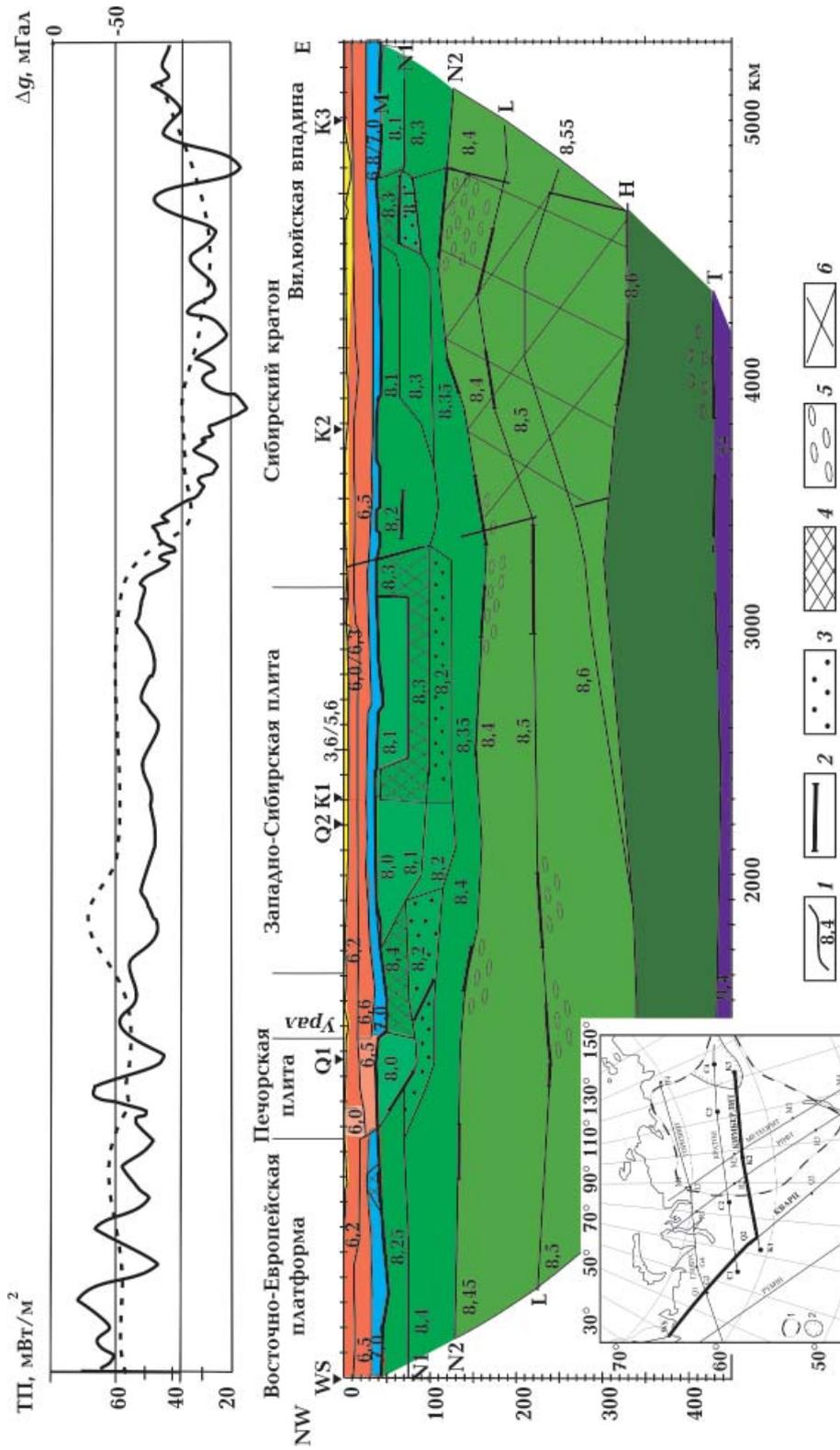


Рис. 9. Сводный скоростной разрез по профилям Кварц и Кимберлит, пересекающим Восточно-Европейскую, Западно-Сибирскую и Сибирскую платформы от Балтийского щита до Вилюйской впадины [Павленкова, Павленкова, 2014]: 1 — границы слоев с разными сейсмическими скоростями (км/с), 2 — отражающие площадки, 3 — слой пониженной скорости, 4 — высокоскоростные блоки, 5 — области высокой гетерогенности верхней мантии, 6 — литосферный блок пониженной плотности. WS, Q1-Q3, K1-K3 — пункты ядерных взрывов; M — подошва земной коры; N1, N2, L, H — сейсмические границы в верхней мантии; T — кровля переходной зоны к нижней мантии.

яснялась пониженным температурным режимом древних частей континентов. Это следовало из установленной четкой корреляции между скоростями в верхней мантии и интенсивностью теплового потока. Было показано также, что подошва высокоскоростных мантийных аномалий в целом близка к рассчитанной по теплово- му потоку глубине до области возможного плавления мантийного вещества, до асте- носферы [Artemieva, Mooney, 2001]. Таким образом, была разработана двухслойная реологическая модель верхней мантии с жесткой литосферой и пластичной, ча- стично расплавленной, астеносферой.

Более детальные данные по структуре верхней мантии континентов получены на основании сейсмических работ с реги- страцией ядерных взрывов. Это, прежде всего, работы ГСЗ на российских сверхд- линных сейсмических профилях, покрыв- ших большую часть Северной Евразии [Егоркин, 1999; Павленкова, Павленкова, 2014], а также регистрация в США большо- го взрыва, расположенного в центре кон- тинента, по серии расходящихся от него профилей [Thybo, Perchus, 1997]. Данные работы выявили много новых особен- ностей структуры верхней мантии конти- нентов, природа которых до сих пор оста- ется малоизученной. Это касается, прежде всего, природы «корней» континентов и возможности деления верхней мантии на литосферу и астеносферу.

На рис. 9 представлен сейсмический разрез верхней мантии по сводному сверх- длинному профилю Кварц—Кимберлит, секущему платформенные области Се- верной Евразии. Профиль характеризует сложную структуру верхней мантии, нали- чие в ней крупных слоев разного внутрен- него строения, разделенных протяженны- ми сейсмическими границами, и относи- тельно тонких слоев с повышенными и по- низженными скоростями; он подтверждает также зависимость сейсмических скоро- стей в верхах мантии от теплового режима. Меньшими скоростями отличаются моло- дые плиты и области повышенного тепло- вого потока (Тимано-Печорская и Западно-

Сибирская плиты), высокими скоростями — области древних платформ и низкого теплового потока (Восточно-Европейская платформа и Сибирский кратон).

Такой вывод подтвержден и более де- тальной интерпретацией сейсмических данных на основании лабораторных иссле- дований физических свойств мантийного вещества разного состава при высоком давлении и температуре. Это оказалось возможным благодаря большому объему материала по составу и петрофизическим свойствам вещества верхней мантии, по- лученному по мантийным ксенолитам [Boyd et al., 1997; Глебовицкий и др., 2001; O'Reilly, Griffin, 2006; Ionov et al., 2010; Ку- сков и др., 2014]. Они показали, что верх- няя мантия Сибирского кратона сложена деплетированным веществом, состоящим из перидотитов, обедненных базальтоид- ными компонентами, главным образом Fe и Al: это — гарцбургиты и гранатовые лерцолиты. Для необедненной мантии при- нимается состав фертильного вещества примитивной мантии, близкий к пиролиту.

Изучение физических свойств мантий- ного вещества в лабораторных условиях при высоком давлении (P) и температуре (T) позволило определить влияние его со- става и PT -условий на скорости упругих волн и плотность. Результаты этих иссле- дований приведены на рис. 10 [Boyd et al., 1997; Kuskov et al., 2014]. Они представле- ны в виде графиков изменения с глубиной скорости продольных волн и плотности для разных типов пород и для двух кондуктив- ных геотерм, соответствующих теплового потоку 35 и 40 мВт/м².

В результате показано, что при PT -усло- виях, типичных для верхней мантии кон- тинентов, различия в скоростях деплети- рованного (гарцбургиты и гранатовые лерцолиты) и фертильного вещества (при- митивная мантия) незначительны, т. е. из- менение состава вещества верхней мантии оказывает слабое влияние на сейсмические скорости. Однако изменение с глубиной температуры и давления существенно вли- яет на скорость сейсмических волн, и это позволяет по сейсмическим данным оце-

нить региональную изменчивость теплового режима верхней мантии. Построенные на этой основе профили температур для Сибирского кратона для трех участков профиля Craton (рис. 10, в) лежат между кондуктивными геотермами 32,5 и 35 мВт/м², а мантийный тепловой поток оценен в 11—17 мВт/м², что соответствует экспериментальным данным.

Достоверность определений температурного режима верхней мантии по сейсмическим скоростям подтверждается и их сопоставлением с данными по ксенолитам.

Полученные изотермы для Сибирского кратона располагаются закономерно относительно изотермы для пород ксенолитов, образовавшихся в условиях повышенных температур архейского периода, и изотермы, построенной по модели референтной модели IASP-91, характеризующей верхнюю мантию всей Земли с более низкими средними скоростями, чем на Сибирском кратоне.

Похожие температурные модели верхней мантии были получены по сейсмическим данным для Канадского щита и Юж-

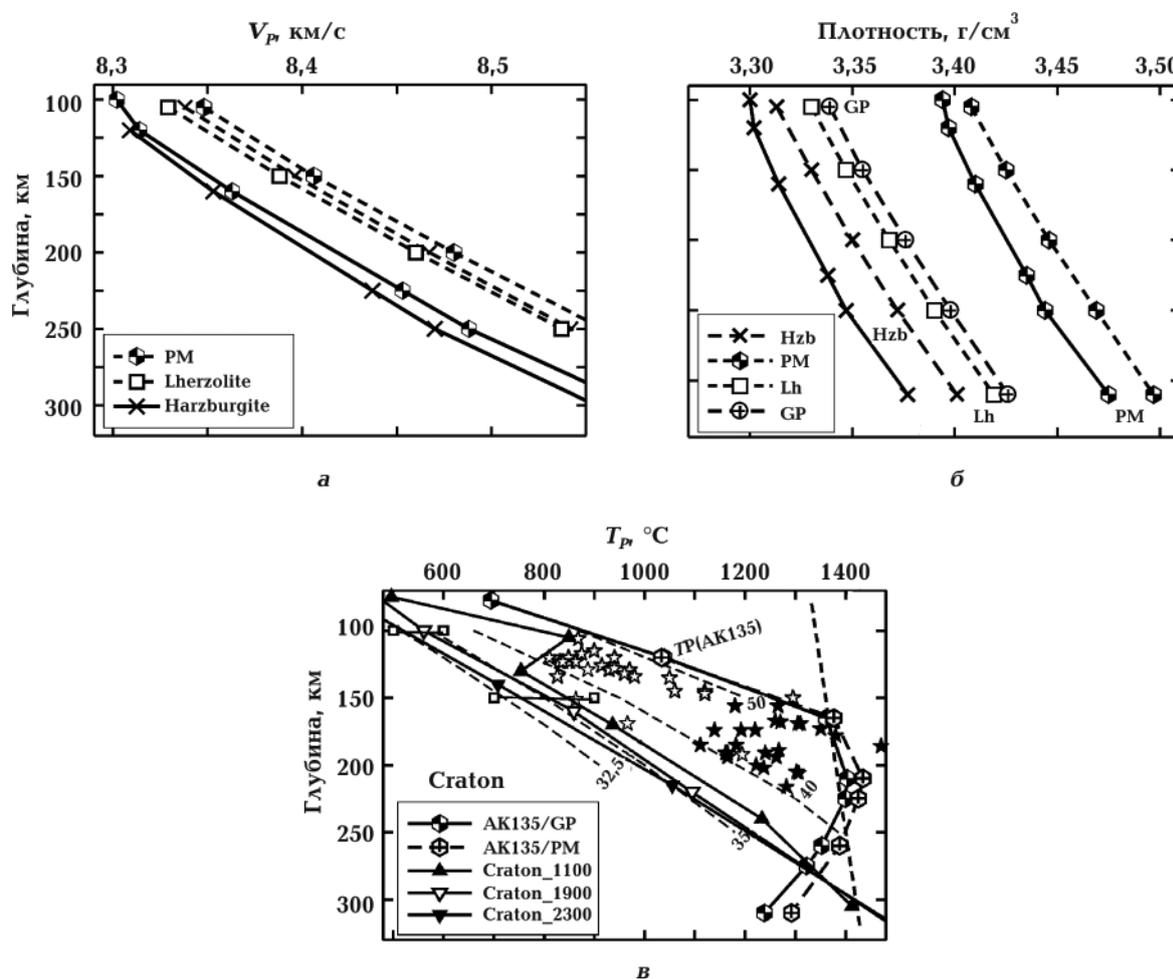


Рис. 10. Графики изменения с глубиной физических параметров мантийных пород [Кусков и др., 2014]: а — скорости продольных волн; б — плотности для гранатового гарцбургита (Hzb), лерцолита (Lh), гранатового перидотита среднего состава (GP) и фертильного вещества примитивной мантии (PM), рассчитанных вдоль геотерм 35 (пунктир) и 50 мВт/м² (сплошные линии); в — распределение температур в верхней мантии под Сибирским кратоном, восстановленное по сейсмическим моделям вдоль профиля Craton для состава гранатового перидотита (GP). Светлые и темные звезды — равновесные PT -параметры для низко- и высокотемпературных ксенолитов [Глебовицкий и др., 2001; Ionov et al., 2010]. Штриховая линия — мантийная адиабата с потенциальной температурой 1300 °C. Тр(АК135) — осредненная континентальная геотерма. Тонкие штриховые линии — кондуктивные геотермы для ТП от 32,5 до 40 мВт/м².

ной Африки, где высокоскоростная мантия наблюдается тоже до глубины 250—370 км [Vinnik et al., 1996; James et al., 2004; Кусков, Кронрод, 2007; Wang et al., 2008; Begg et al., 2009]. Другими словами, сейсмические данные вместе с данными по мантийным ксенолитам позволяют достаточно полно оценить температурный режим в верхней мантии континентов и, возможно, даже более достоверно, чем по тепловому потоку.

Но сейсмический метод оказался малоинформативным для изучения состава верхней мантии, так как сейсмическая скорость в верхнемантийных породах оказалась мало зависящей от их состава (рис. 10, а). Существенно изменяется от состава только плотность мантийных пород (рис. 10, б). Такое необычное соотношение между скоростью и плотностью мантийного вещества отмечалось и раньше [Jordan, 1979] по ксенолитам западноевропейского Центрального массива. Но это можно было связывать с локальными изменениями физических свойств отдельных пород. Для верхней мантии Евразии такая нелинейная связь оказалось общей закономерностью. Даже с увеличением глубины и давления плотность деплетированного вещества остается пониженной относительно средней плотности мантийных пород.

Полученные результаты о сейсмических скоростях и плотности пород верхней мантии принципиально изменяют методы комплексной интерпретации геофизических данных при изучении структуры верхней мантии. Некоторые оценки возможного состава континентальной литосферы можно сделать на основе гравиметрических исследований. Но такие оценки не являются однозначными, так как по полю силы тяжести можно определить только среднюю плотность вещества в некотором ограниченном блоке заданного объема. Для этого необходимо иметь данные об объеме этого предполагаемого аномального по плотности блока.

Оценки петрологической неоднородности верхней мантии на основе комплексной сейсмогравиметрической интерпретации материалов российских сверхдлинных

профилей приведены в работе [Егорова, Павленкова, 2015]. Они позволили выявить существенные различия в составе литосферы разновозрастных платформ Северной Евразии, в частности возможную повышенную деплетированность и пониженную плотность литосферы Сибирского кратона (см. рис. 9). В гравитационном поле в районе кратона четко вырисовывается крупный минимум силы тяжести, а мощность литосферы увеличивается. В результате в пределах кратона выделена область литосферной верхней мантии, плотность которой в среднем ниже на $0,06 \text{ г/см}^3$ плотности соседних регионов.

Детальные сейсмические исследования на сверхдлинных профилях позволили выявить не только общие закономерности строения верхней мантии континентов, но и ряд новых ее структурных особенностей регионального плана, которые тоже характеризуют глобальную геодинамику. Это — отмеченные выше особенности внутренней структуры литосферы, ее слоенность и наличие в ней сейсмических границ и слоев с пониженной скоростью (волноводов) (см. рис. 9).

Расслоенность верхней мантии проявляется наличием нескольких крупных слоев с разным внутренним строением. На большой площади Северной Евразии выявлено три таких слоя, разделенных сейсмическими границами N (граничная скорость $V=8,35 \div 8,4 \text{ км/с}$, глубина 70—150 км), границей L ($V=8,5 \text{ км/с}$, глубина 220—250 км) и H ($V=8,6 \text{ км/с}$, глубина 280—320 км).

Верхний слой до глубины 100—150 км характеризуется резкой горизонтальной неоднородностью с перепадом скоростей в отдельных блоках от 8,0 до 8,4 км/с. По своей внутренней структуре этот слой аналогичен верхней коре, он характеризуется блоковым строением, и в нем выявлены зоны нарушений большой протяженности и глубинности.

На глубине более 100—150 км описанная горизонтальная неоднородность литосферы исчезает, т. е. среда становится более пластичной (см. рис. 9). При этом закрываются трещины, выполаживаются

разломы. Этот переход от блоковой структуры верхней части литосферы к более пластичному материалу происходит через серию сейсмических границ N1 и N2 и слоев с пониженной скоростью (волноводов), которые формируют сложнопостроенную переходную зону (ниже она будет называться зоной N) [Павленкова, 1995].

Глубинные сейсмические исследования в разных регионах мира показали, что подобная структура наблюдается в верхах мантии и на других континентах. Примером могут служить данные отмеченного выше крупного сейсмического эксперимента, проведенного в США по регистрации большого взрыва. На обобщенных годографах, построенных по этому эксперименту отдельно для областей древних платформ и тектонически активных регионов, в обоих случаях четко выделяются их разрывы («зоны тени») на удалениях от источника 800—1000 км [Thybo, Perchus, 1997]. Построенные по этим годографам слои с пониженными скоростями наиболее выразительны, как и в Северной Евразии, на глубине около 100 км. Подстилающая их сейсмическая граница N была названа 8-градусной границей, так как волны от нее выходят в первые вступления чаще всего на расстоянии 8 градусов от источника.

Кроме границ зоны N в верхней мантии континентов наиболее четко выделяются границы L и H, формирующие во вторых вступлениях тоже интенсивные отраженные волны. На этих границах также изменяются реологические свойства мантийного вещества. Под границей L резко уменьшается величина добротности, определенная по спектральному анализу сейсмических волн [Егоркин и др., 1981], а на границе H под Сибирским кратоном наблюдается изостатическое выравнивание плотностной неоднородности верхней мантии: под областями с повышенным дневным рельефом и пониженной плотностью эта граница прогибается (см. рис. 9). Такое строение типично для кровли слоя пониженной вязкости и это дает основание предположить, что граница H являет-

ся, возможно, кровлей астеносферы.

Наличие резких сейсмических границ в континентальной литосфере явилось достаточно неожиданным результатом описанных работ. Ранее только граница L (граница Lehmann) на глубине около 200 км была известна по сейсмологическим данным [Lehmann, 1959]. В последнее время отмечались отдельные случаи регистрации волн от мантийных границ методом приемных функций (по обменным волнам) [Vinnik et al., 2009; Chen, 2010], но они не носят регулярный характер и наблюдаются чаще всего в тектонически активных регионах.

Необычными оказались особенности регистрируемых при ГСЗ волн от мантийных границ. Это — многофазовые интерференционные колебания, по форме годографов соответствующие отраженным волнам. Но существенного увеличения скоростей на этих границах не наблюдается, и поэтому не понятна большая амплитуда формирующихся на них волн. Проведенное специальное сейсмическое моделирование показало, что большая амплитуда этих многофазовых отражений может быть объяснена внутренней структурой границ, представленных тонкослоистыми пачками с чередованием прослоев повышенной и пониженной скорости [Павленкова, 2011; Павленкова, Павленкова, 2014]. Прослои с пониженными скоростями в этих пачках должны иметь большую мощность, чем высокоскоростные прослои, только тогда отражения от отдельных прослоев не сливаются, а характеризуются почти параллельными осями синфазности, как это наблюдается в действительности. На этом основании в работе [Егоркин, 1999] данные границы часто изображались слоями с пониженной скоростью мощностью до 10—20 км и серией отдельных отражающих площадок внутри слоя.

Таким образом, на основании интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования с ядерными взрывами обобщенную модель верхней мантии континентов можно представить следующим образом (рис. 11). Средняя мощность

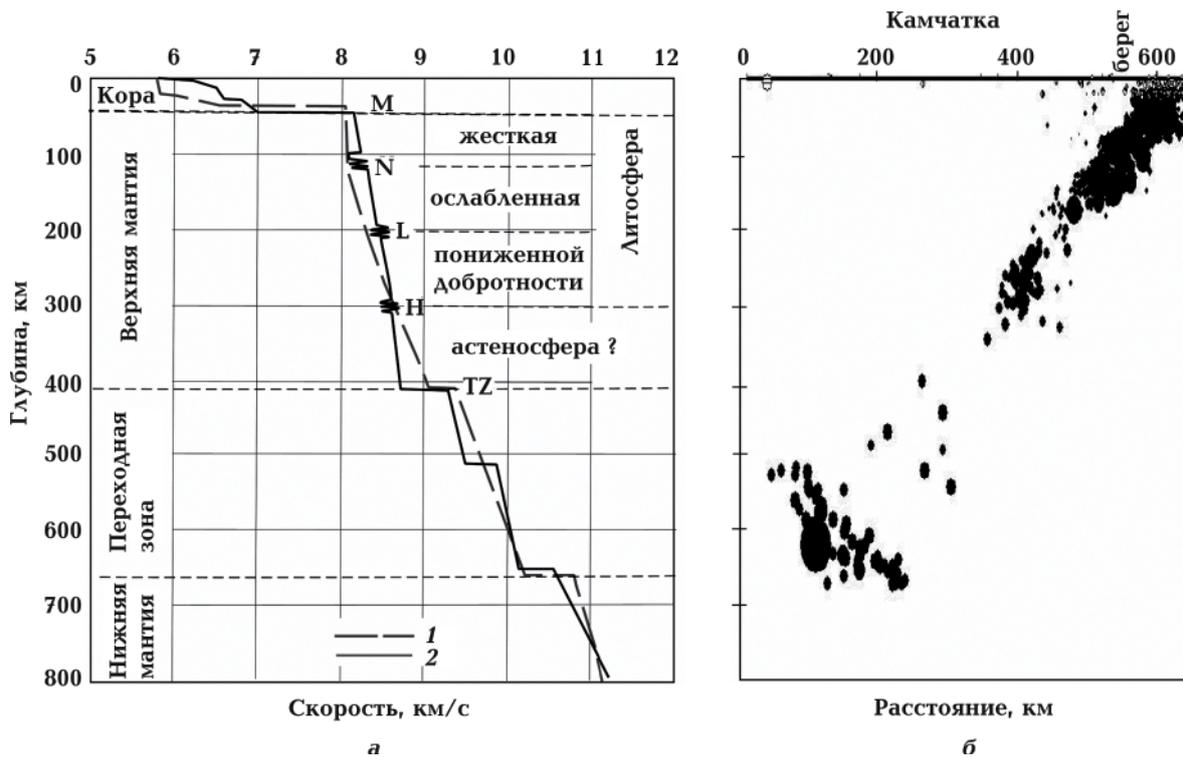


Рис. 11. Обобщенные скоростная и реологическая модель (а) верхней мантии Северной Евразии (сплошная линия) [Павленкова, 2011] в сопоставлении с референтной моделью IASP91 (пунктир) [Kennett, Engdahl, 1991] (сейсмические границы N, L и H показаны как тонкослойные пачки, TZ — кровля переходной зоны к нижней мантии), гипоцентрия Камчатских землетрясений (б).

литосферы оценивается в 250—300 км. Верхняя ее часть до глубины 100—150 км представлена жестким слоем со сложной горизонтальной неоднородностью. Ниже выделяются два слоя с пониженной добротностью. Эти слои разделены сейсмическими границами, на которых резкого изменения средних скоростей не наблюдается, и представлены эти границы сложнопостроенными расслоенными пачками мощностью 10—20 км.

Для этой модели литосферы получены хорошо согласованные между собой данные о сейсмических скоростях, составом верхней мантии и ее температурным режимом. Но на глубине более 200—250 км, глубже границы Н, эта общая согласованность нарушается, становится неоднозначным определение подошвы литосферы и выделение астеносферы. Например, в платформенной части Северной Евразии астеносфера, определенная по тепловому потоку как область возможного частичного

плавления, находится на глубине около 300 км под древними щитами и на глубине менее 150—200 км под молодыми плитами [Artemieva, Mooney, 2001]. По сейсмическим данным такая астеносфера должна выделяться как область пониженных скоростей, но такие области на сверхдлинных профилях нигде не обнаружены.

Модель литосфера—астеносфера является основной во многих геотектонических концепциях, особенно в тектонике литосферных плит. Она обеспечивает крупные горизонтальные передвижения плит по этому ослабленному слою. В этой связи важно знать, существует ли вообще такой слой, тем более сфера, способная обеспечить такие движения. По сейсмологическим данным понижение сейсмических скоростей в низах верхней мантии наблюдается лишь по поверхностным волнам и имеются лишь единичные случаи их выделения по продольным волнам [Hales, 1969; Винник, Фара, 2002]. По референт-

ным скоростным моделям, например IASP-91 и АК-135, построенным по сейсмологическим данным, в низах верхней мантии скорость, напротив, резко возрастает от 8,6 до 9,1 км/с [Kennett, Engdahl, 1991]. Это существенно выше, чем по данным сверхдлинных профилей, на которых она не превышает 8,6 км/с (см. рис. 11). Такая несогласованность может быть связана с ограниченными возможностями сейсмологических методов по определению скорости в слоях над резкими сейсмическими границами, в данном случае в слое над кровлей переходной зоны к нижней мантии. Эти данные основаны на интерпретации только первых волн, т. е. волны, проникающие на глубину более 250 км и регистрируемые во вторых вступлениях, вообще не используются, и скорости в низах мантии фактически не определяются. В референтных моделях, построенных по первым волнам, приведено, очевидно, некоторое осреднение скоростей в этой «немой» зоне, и они получились гораздо выше, чем определенные по ядерным взрывам на основе интерпретации последующих вступлений (отраженных волн).

О том, что скорости в низах верхней мантии по референтным моделям действительно завышены, свидетельствуют и данные по определению температуры в низах верхней мантии по референтной модели АК-135 (см. рис. 10, в). Определенная по ней изотерма рисует на глубине 200 км труднообъяснимый изгиб в сторону очень низких температур.

Однако утверждать, что под древними кратонами Евразии отсутствует астеносфера, нет оснований. Для объяснения основных процессов глобальной геодинамики астеносферу не обязательно представлять как слой частичного плавления («тепловая астеносфера»). Это может быть «твердофазный» слой, но пониженной вязкости. Возможное наличие такой астеносферы в Северной Евразии подтверждено данными по сверхдлинным профилям на основании наблюдаемого изостатического выравнивания плотностной неоднородности литосферы за счет прогиба границы N

под разуплотненной литосферой Сибирского кратона (см. рис. 9).

Наличие астеносферы под Сибирским кратоном подтверждается и многочисленными данными по кимберлитам, глубина формирования которых тоже обычно не превышает 230 км (см. рис. 10, в). Косвенными данными о глубине до астеносферы под континентами являются также данные о гипоцентрии глубоких землетрясений, по которым намечается четкая корреляция между особенностями фокальной зоны и реологической моделью верхней мантии (см. рис. 11). Основная часть землетрясений и выделенной ими энергии (до 90 %) приходится на верхние 100 км литосферы. На глубине 100—150 км (слой N) происходит излом этой зоны и ее разрушение за счет увеличенного разброса гипоцентров. Некоторое уменьшение количества землетрясений наблюдается на глубине 200 км (на границе L) и, главное, практически полное их исчезновение — на глубине 300 км. Эта так называемая «мертвая зона», в которой полностью отсутствуют землетрясения, позволяет предполагать наличие здесь слоя аномально низкой вязкости — астеносферы.

Верхняя мантия океанов. Для верхней мантии океанов, в отличие от континентов, фактических данных о ее составе и температурном режиме очень мало. Отсюда много нерешенных проблем. Только по характеру магматизма, толеитового в океанах и щелочного на континентах, предполагается разный состав континентальной и океанической мантии [Лутц, 1983; Белоусов, 1989].

О структурных особенностях верхней мантии океанов можно судить по мало-детальным сейсмологическим данным, полученным по редкой и неравномерной сети сейсмических станций. Эти данные позволяют определить только самые общие особенности мантийной скоростной неоднородности. Показано, например, что сейсмические скорости в верхней мантии океанов несколько ниже по сравнению с континентами. Наименьшие скорости наблюдаются в пределах срединно-

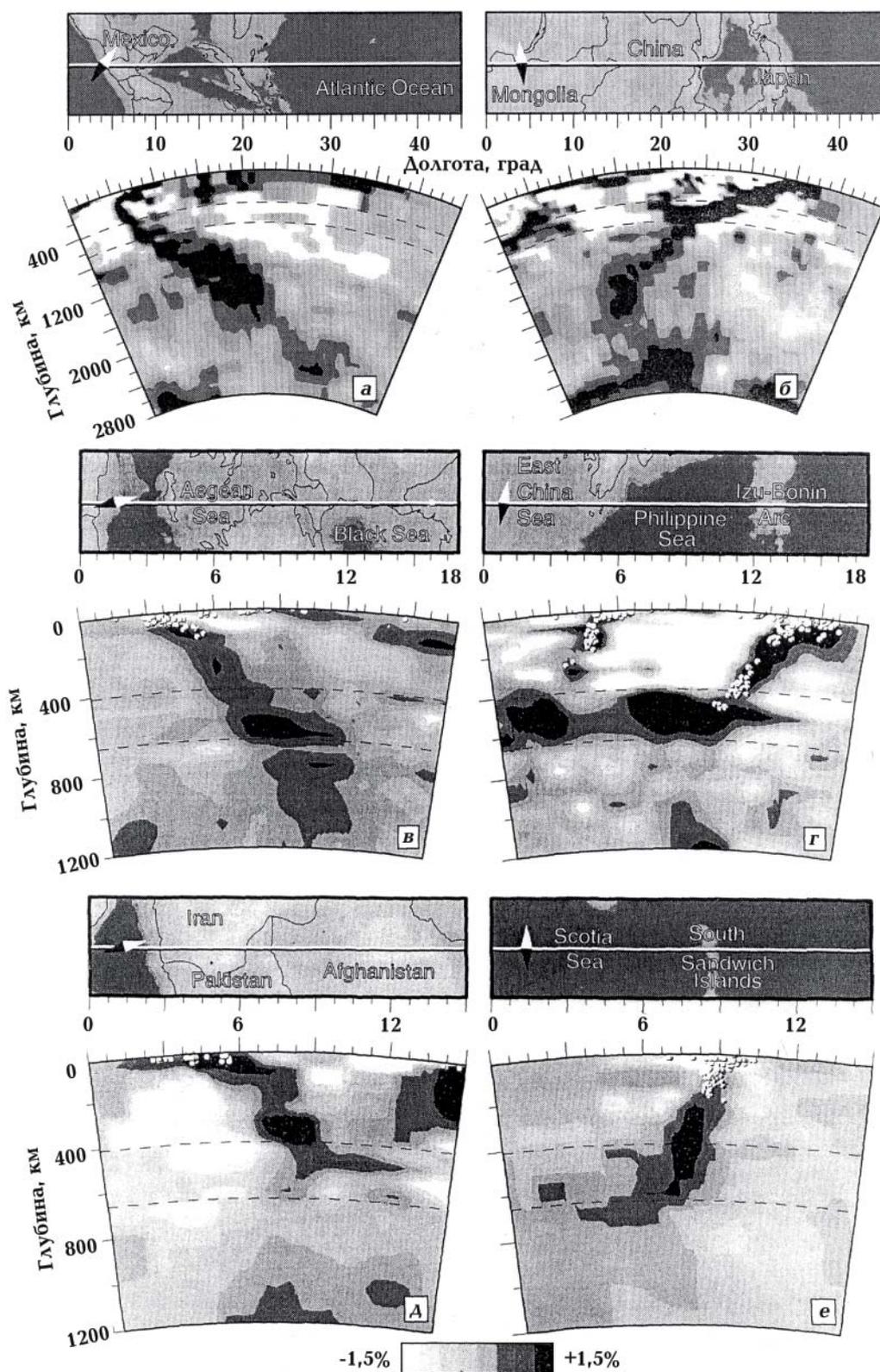


Рис. 12. Примеры томографических моделей верхней мантии с наклонными аномалиями повышенных сейсмических скоростей [Vijwaard et al., 1998]: а — Мексика—Атлантический океан, б — Китай—Япония, в — Эгейское море—Черное море, г — Китай—Филиппинское море, д — Иран—Афганистан, е — Скотия—Южный Сендвич. Точками отмечены очаги крупных землетрясений.

океанических хребтов и других зон глубинных нарушений.

По сейсмологическим данным в верхней мантии океанов выявлены также аномалии повышенных скоростей. Они наблюдаются, главным образом, в зонах перехода от континентов к океанам и в гипоцентральных зонах глубоких землетрясений (рис.12) [Bijwandr et al., 1998]. Многие из этих аномалий трассируются через всю мантию. Они ограничивают со всех сторон Тихий океан, но встречаются и на пассивных окраинах континентов, и внутри континентов. Чаще всего они приурочены к границам, разделяющим крупные геоструктуры или области с разными эндогенными режимами. Можно предположить, что во всех случаях повышенные скорости соответствуют зонам глубинных нарушений, и они объясняются высокими напряжениями в таких зонах или их насыщенностью глубинным материалом, привнесенным с больших глубин.

Высокие скорости в верхней мантии переходных зон между континентами и океанами могут быть связаны и с «корнями» континентов, которые охватывают часто шельфовые зоны. Примером может служить восточная окраина Южной Атлантики, где граница между континентальной и океанической литосферой, судя по контурам континентального и океанического типов магнитного поля, не совпадает с краем Африканского континента. По данным сейсмотомографии (см. рис. 7, в) глубокие континентальные «корни» Африки также сдвинуты в сторону океана [Begg et al., 2009]. Установлен и древний возраст мантийных пород этих «корней» [O'Reilly et al., 2006].

Новые интересные данные об океанической верхней мантии получены по результатам изотопно-геохимических исследований базальтов океанических островов и поднятий. Эти данные позволили выявить блоки литосферы континентального типа и изучить их природу и возраст. В результате установлено длительное и изолированное существование таких геохимических глубинных «резервуаров» во

многих частях океанов [Griffin et al., 2008; O'Reilly et al., 2009]. Авторы этих работ отмечают, что сохранность таких «резервуаров» трудно объяснить в условиях мантийной конвекции. Но, учитывая данные о «субконтинентальной» природе земной коры многих океанических поднятий, можно предположить, что они являются небольшими по мощности литосферными «корнями» этих поднятий.

Небольшой объем данных о структуре верхней части мантии океанов получен по немногочисленным сейсмическим профилям с регистрацией больших взрывов и землетрясений донными станциями.

Самое крупное сечение всего Атлантического океана методом глубинного сейсмического зондирования было выполнено по Анголо-Бразильскому геотраверсу (см. рис. 7) [Павленкова и др., 1993; Глубинное..., 1996]. Выше отмечалось, что земная кора вдоль этого геотраверса — стабильная по мощности кора океанического типа. Но верхи мантии вдоль геотраверса характеризуются резкой скоростной неоднородностью. Диапазон наблюдаемых скоростей по границе М выше, чем на континентах, от 7,6 до 8,4 км/с. Пониженные скорости, 7,5—8,0 км/с, наблюдаются лишь в узкой зоне срединно-океанического хребта, на остальной части геотраверса они в среднем составляют 8,0—8,1 км/с. Очень большие скорости наблюдаются в самых верхах мантии в Ангольской котловине, 8,4—8,5 км/с, что гораздо выше скоростей по границе М на континентах. Такие скорости вблизи Африканского континента прослеживаются до глубины 60 км, они ограничены крутонаклоненной сейсмической границей, погружающейся под континент. Возможно, этот высокоскоростной блок соответствует «корням» континентальной литосферы, выдвинутой, как показано выше, в сторону океана (см. рис. 7, в), а выделенная наклонная граница соответствует глубинному нарушению, ограничивающему этот блок.

Неожиданной оказалась и структура верхней мантии на большей глубине. Вдоль всего профиля наблюдается слож-

ное чередование слоев повышенных и пониженных скоростей, при этом выделяются границы со скоростями выше, чем в континентальной литосфере. По глубине и по динамическим особенностям волн от этих границ они похожи на границы N1 и N2 под континентами. Они также создают многофазные интенсивные пакеты, т. е. представлены сложно построенными слоями с многочисленными прослоями повышенных и пониженных скоростей. Но в среднем они характеризуются гораздо большими скоростями.

Такие слои выделены не только в верхней мантии Южной Атлантики. На профиле, отрабатанном с донными станциями в японском секторе Тихого океана, наблюдается похожая картина [Asada, Shimamura, 1976]. По этим профилям удалось получить записи мантийных волн до удалений 1200 км и определить скоростную модель до глубины 250 км. Скорости в самых верхах мантии по этой модели в среднем 8,4 км/с. Высокоскоростные слои, аналогичные границам N1 и N2 на континентах, выделяются на глубине 70 и 120 км по волнам с кажущейся скоростью 8,6—8,7 км/с. Эти слои разделены зоной пониженных скоростей.

Наличие в верхней мантии океанов слоев с такими высокими скоростями объяснить трудно. В работе [Asada, Shimamura, 1976] делается попытка объяснить это анизотропией скоростей. Такие предположения высказывались многими исследователями, так как один из основных минералов мантийного вещества — оливин — обладает очень высокой анизотропией [Leven et al., 1981; Bostock, 1997]. Это в какой-то мере подтверждается и данными небольшого профиля, выполненного в Бразильской котловине вдоль нулевого меридиана вкрест простирания Анголо-Бразильского геотраверса.

Скорости в верхах мантии по этому профилю оказались нормальными, 7,9 км/с, т. е. в данном случае действительно наблюдается азимутальная анизотропия скоростей: они выше в широтном направлении, чем в меридиональном.

Общие выводы о строении верхней мантии континентов и океанов. На основании описанных геофизических и геологических данных можно сделать следующие, достаточно обоснованные фактическим материалом, выводы о структуре верхней мантии континентов и океанов.

1. Под континентами выделяются высокоскоростные литосферные «корни», связанные с пониженным температурным режимом континентальных областей. Сложены они деплетированным веществом пониженной плотности.

2. Новой хорошо обоснованной особенностью литосферы континентов является ее деление на два слоя с разными реологическими свойствами: верхний, более жесткий (до глубины 100—150 км), и нижний ослабленный.

3. Астеносфера существует под континентами как слой пониженной вязкости. Но представлен ли он частично расплавленным веществом, не ясно. Для этого не хватает фактических данных.

4. Верхняя мантия океанов характеризуется существенной неоднородностью по скоростям, которая связана, в основном, с глубокими нарушениями глобального плана. Это — положительные аномалии скоростей в гипоцентральных зонах Тихоокеанского кольца и отрицательные аномалии в центральных частях срединно-океанических хребтов.

5. Для верхней мантии океанов характерно необычное строение, в ней выделяется несколько слоев неясной природы с очень большими сейсмическими скоростями.

Природа формирования описанной неоднородности верхней мантии еще плохо изучена и до сих пор остается одной из нерешенных проблем глобальной тектоники. Но все-таки на основании последних геолого-геофизических исследований можно предложить некоторые объяснения этим особенностям структуры тектоносферы.

Природа структурной неоднородности верхней мантии континентов и океанов. Изучение природы структурной не-

однородности верхней мантии связано с большими трудностями, прежде всего с неоднозначностью в определении глубинного строения всей Земли как планеты. По сейсмологическим данным известна только скоростная модель Земли и по ней выделено внутреннее ядро с высокими скоростями продольных и поперечных волн, а также окружающая его внешняя оболочка, часто называемая жидкой, так как в ней не образуются поперечные волны. Но фактических данных о составе и физическом состоянии вещества этих главных структурных подразделений планеты пока еще очень мало, и поэтому предлагаются самые разные гипотезы о составе Земли и ее происхождении. Например, в работе [Ларин, 1995] предполагается гидридный состав не только ядра, но и большей части мантии. В недавно вышедшей книге [Кривицкий, 2016] обосновывается гипотеза происхождения Земли из «звездного вещества» и сохранение этого вещества в ядре планеты до настоящего времени.

Новые данные о процессах в верхней мантии получены на основании лабораторных исследований физических свойств мантийных пород при высоком давлении и температуры при насыщенности их флюидами и свойств самих флюидов, изменчивости их физических свойств с глубиной. Эти данные дают основание предполагать, что многие структурные особенности верхней мантии, наличие в ней слоев с пониженной скоростью и сложных сейсмических границ и даже изменение состава мантийного вещества могут быть связаны именно с энергетическими и геохимическими особенностями глубинных флюидов, т. е. с дегазацией Земли.

В этой связи важным направлением по решению геодинамических проблем является изучение фактических данных о дегазации Земли, свойствах глубинных флюидов и их роли в преобразовании вещества планеты [Pollack et al., 1993; Маракушев, 1999; Williams, Hemley, 2001; Porcelli, Tuckerman, 2003; Gilat, Vol, 2005; Лукин, Шестопалов, 2018]. Здесь следует отметить, прежде всего, большой объем данных, накоплен-

ных при изучении природных газов [Поллак, 1988; O'Reilly, Griffin, 2006; Griffin et al., 2008; Валяев, Демин, 2015]. Особо следует отметить экспериментальные данные о водородной дегазации планеты. Это стало возможным на основании непосредственных измерений водородной дегазации в разных частях планеты, выполненных в последние годы, но недостаточно еще опубликованных, а также на основании глобальных исследований озонового слоя, который разрушается под воздействием потоков водорода [Сывороткин, 2002]. Непрерывные наблюдения за изменчивостью структуры этого слоя позволяют установить главные закономерности в изменении интенсивности водородной дегазации во времени и по всей поверхности планеты. Эти исследования показали, что в настоящее время водородная дегазация наиболее активна в южном полушарии, являясь главной причиной образования крупных озоновых дыр над Антарктидой. Интенсивные потоки водорода наблюдаются также в пределах срединно-океанических хребтов и других нарушенных зон тектоносферы.

Наиболее полно роль флюидов в геодинамических процессах описана в работах [Летников, 1999, 2006], основанных на большом экспериментальном материале изучения физических свойств мантийного вещества и динамических особенностей флюидов при высоком давлении и температуре. Флюид определяется в них как существенно водно-газовая или газовая система, состоящая из ряда компонентов в соединении с петрогенными, рудными и иными элементами. Основными компонентами глубинных флюидов, кроме водорода (H), гелия (He) и углерода (C), являются их соединения и окислы (H₂, CO₂, CH₄, CO).

В верхах мантии флюиды представляют собой газовые смеси, где H₂O тоже находится в газообразном состоянии, поскольку существование водных растворов возможно только в самых верхних горизонтах земной коры. Установлено также, что в отличие от жидкого практически не-

сжимаемого флюида газодовые смеси могут быть сжаты до высоких плотностей, сопоставимых с плотностью металлов, и тогда в небольшом объеме газа возможно значительное количество тепловой энергии. В результате газодовый флюид является универсальным теплоносителем, накапливая тепло и химическую энергию в недрах Земли и перенося ее к поверхности планеты.

Другой важной геодинамической особенностью глубинных флюидов оказалось функциональное многообразие их свойств: они концентрируют различные элементы в широком диапазоне изменения физико-химических параметров и переносят их на значительные расстояния. Поэтому под флюидной адвекцией подразумевается не только поток самих флюидов, но и их подъем вместе с глубинным веществом. В этом плане большая роль флюидов отводится процессам формирования месторождений различных полезных ископаемых [Дегазация..., 2002; Флюиды..., 2006; Генезис..., 2006; Лукин, Шестопалов, 2018]. Кроме того, глубинные флюиды несут с собой радиоактивное вещество [Кривицкий, 2016], распад которого является важным источником энергии при различных геодинамических процессах.

Экспериментальные исследования показали также, что большую роль в процессе флюидной адвекции играет изменение с глубиной природы проницаемости вещества для флюидов. На малых глубинах, в земной коре, его проницаемость определяется пористостью и трещиноватостью. На большой глубине, где пористость пород уже незначительна, его проницаемость определяется добротностью этого вещества: она уменьшается в жестких кристаллических породах и увеличивается в более пластичных. Это означает, что при изменении реологических свойств верхней мантии на некоторых уровнях давления и температуры могут образовываться зоны концентрации глубинных флюидов.

Лабораторными исследованиями выявлено также, что с глубиной изменяется характер миграции глубинных флюидов:

наиболее интенсивные их потоки связаны с зонами высоких напряжений. Это объясняется описанными выше физическими особенностями глубинных флюидов: их перенос на большой глубине происходит не вдоль зон повышенной пористости, как в верхах литосферы, а вдоль плоскостей, образовавшихся при высоком напряжении расщепленных пород в результате скольжения пленок флюидов по этим плоскостям на субмолекулярном уровне. По массе этот перенос на несколько порядков превосходит объемный перенос флюидов по обычным зонам трещиноватости.

Другими словами, зонами высокой интенсивности флюидов могут быть зоны глубоких нарушений, коллизионные и шовные зоны между отдельными литосферными плитами. Примерами таких зон являются, возможно, описанные выше области повышенных сейсмических скоростей, простирающиеся через всю мантию и связанные с гипоцентральной зоной глубоких землетрясений (предполагаемыми «зонами субдукции») (см. рис. 12). Для этих зон действительно характерны интенсивные потоки высокоэнергетичных флюидов, они фиксируются крупными изменениями в составе и температуре ионосферы. Высокие сейсмические скорости в этих зонах могут быть объяснены не только высоким напряжением, но и привнесенным флюидами глубинным веществом.

Таким образом, флюидная адвекция — это мощный источник энергии и преобразований глубинного вещества, что позволяет объяснить выявленную структурную расслоенность литосферы. Наиболее важной проблемой является определение природы четкого деления литосферы на два слоя с разными реологическими свойствами (верхний жесткий слой и нижний ослабленный) и формированием на границе этих слоев на глубине 100—150 км сложнопостроенной переходной зоны N (см. рис. 9 и 11) с резкими сейсмическими границами и со слоями пониженной скорости.

Слой с пониженной скоростью (волно-

воды) на глубине около 100 км были выявлены по сейсмологическим данным во многих тектонически активных областях мира. Они объяснялись температурным режимом этих регионов и высокой температурой на глубине более 100 км. Но объяснить эти слои особенностями термического режима в пределах древних платформ невозможно, так как для понижения сейсмической скорости на такой глубине требуется увеличение температуры до 850° (кривая Craton-1100 на рис. 10, в), что совершенно невероятно для кратонов. Однако электромагнитными исследованиями на глубине мантийных волноводов (около 100 км) были выявлены слои повышенной электропроводности, т. е. флюидонасыщенные слои [Jones, 1992].

Формирование слоев с повышенной концентрацией флюидов можно объяснить резким уменьшением проницаемости вещества на некоторой глубине и концентрацией флюидов под образовавшимися непроницаемыми покровками. Однако на глубине 100—150 км, как показано выше, напротив, трещиноватость пород и их проницаемость увеличиваются. На этой глубине природа слоев с пониженной скоростью может быть связана с различными процессами метасоматоза мантийного вещества, которые изменяют физические свойства вещества, в частности уменьшают их сейсмические скорости [Lambert, Wyllie, 1970; Лебедев и др., 1989; Menzies, Chazot, 1995; Doncet et al., 2014]. Например, лабораторными исследованиями показано, что под высоким давлением воды при температуре $\sim 400\text{--}800^{\circ}\text{C}$, что характерно для континентальной литосферы на глубине около 100—150 км, происходит снижение скоростей упругих волн в дуните [Лебедев и др., 2017], что объясняется его серпентинизацией, которая уменьшает скорость V_p на 0,3 км/с. Это связано с физико-химическими преобразованиями структуры дунита: в нем образуются трещины, заполненные водой и серпентинитом.

Наиболее важным фактором формирования слоев с пониженной скоростью и сложнопостроенной зоны N на глубине

около 100 км является, по всей видимости, преобразование самих флюидов. На этой глубине в связи с изменением степени трещиноватости пород происходит изменение физического состояния отдельных флюидных компонент: газовые компоненты переходят в жидкость. При этом сконцентрированная в газах тепловая энергия выделяется с большой интенсивностью. В результате слои с пониженной скоростью могут сформироваться просто за счет увеличения температуры в этих *PT*-уровнях. При большом выделении тепловой энергии, связанной с переходом газовых флюидов в жидкость, могут даже образоваться слои частично расплавленного вещества (астенолиты).

Можно предположить, что и более глубокие сейсмические границы L и H имеют такую же природу. Очевидно, на глубине порядка 200 и 300 км также происходят физико-химические преобразования флюидов с выделением тепловой энергии. При этом образуются ослабленные слои, в которых возможно течение вещества, формирующее анизотропию скоростей, наблюдаемую на границе L. Но, главное, повышенное содержание флюидов снижает температуру плавления пород, что может привести к частичному плавлению мантийного вещества на этих глубинах. Это подтверждается и данными по ксенолитам: статистика этих данных по кимберлитовым провинциям Сибирского кратона [Соловьева и др., 1994] показала, что в кимберлитах, полученных с глубины описанных сейсмических границ, часто отмечаются следы пленочного плавления.

Важная роль отводится глубинным флюидам и в формировании «корней» континентов, сложенных деплетированным веществом пониженной плотности. Ранее деплетирование мантийного вещества связывали с архейским периодом и очень высокими температурами мантии в то время [Walter, 1998; Berry et al., 2008]. Предполагалось, что интенсивное плавление в верхней мантии с выплавлением коматитов и базальтовых компонентов привело к ее обеднению по Fe, Al, Ca и,

соответственно, к уменьшению ее плотности в интервале глубин 200—300 км [Griffin et al., 2008].

Но по модели Ф. А. Летникова [Летников, 2006] формирование континентальной верхней мантии, сложенной деплетированным веществом, происходило в течение длительной геологической истории. При высоких *РТ*-условиях, характерных для верхней мантии, происходило обогащение сосуществующих флюидов такими компонентами, как SiO₂, К и Na. Последующий их вынос вместе с флюидами из мантии в земную кору приводил к формированию не только гранитогнейсового слоя земной коры, но и к деплетированию вещества верхней мантии, повышению температуры солидуса мантийной матрицы, ее кристаллизации, т. е. к формированию литосферы пониженной плотности.

Формирование разуплотненной континентальной литосферы имело решающее значение для деления поверхности Земли на континенты и океаны. Именно наличие крупных блоков мощной литосферы с малой плотностью могло обеспечить их подъем (всплывание) относительно более плотной литосферы океанических областей, т. е. образование континентов. Этому подъему способствовала и континентальная кора тоже относительно меньшей плотности по сравнению с океанической корой и корой переходного типа.

Интенсивность подъема разуплотненных блоков литосферы зависела и от строения земной коры: участки с более плотной корой переходного типа могли задерживать их подъем относительно блоков с легкой континентальной корой. Это предположение подтверждается данными, по которым в шельфовых зонах континентов и на океанических плато обычно наблюдается кора переходного типа. Но, возможно, отставание в подъеме этих зон связано и с малой мощностью их литосферы, ведь переходные типы коры генетически сочетаются с недостаточно разуплотненной литосферой.

Таким образом, многие из выявленных особенностей структуры земной коры и

верхней мантии могут быть объяснены большой ролью глубинных флюидов в формировании и преобразовании глубинного вещества. Неравномерные по времени и площади энергоемкие потоки глубинного вещества, насыщенного флюидами, или потоки флюидов, несущие с собой это вещество, способствовали формированию разных типов литосферы континентов и океанов. Сиалическая континентальная кора и мощные корни континентов, сложенные деплетированным разуплотненным веществом, образовывалась в областях интенсивной адвекции глубинных флюидов. Адвекция глубинных флюидов привела к делению верхней мантии на отдельные сферы и, что особенно важно, к формированию разуплотненной литосферы континентов.

Описанные процессы формирования континентов и океанов с разной структурой литосферы являются важной частью глобальной тектоники, но это не означает, что они решают все ее проблемы. Они не объясняют, например, природу таких крупных региональных нарушений, как система срединно-океанических хребтов или Тихоокеанское сейсмоактивное кольцо.

Природа регулярной системы глобальных нарушений. Главными структурными особенностями верхних оболочек Земли является не только деление их на континенты и океаны с разным глубинным строением, но и наличие систем глобальных зон нарушений в виде срединно-океанических хребтов и зон концентрации глубоких землетрясений, зон Заварицкого—Беньофа. Одна из наиболее крупных таких зон, Тихоокеанское кольцо, делит Землю на два полушария с разным строением земной коры, разным возрастом и геологической историей [Пушаровский, 1997]. Это — не случайная особенность Земли, деление на два полушария характерно и для других планет, например Луны и Марса [Araki et al., 2009]. На Сатурне и Венере это глобальное деление выражено в виде структурных поясов вдоль экваториальных зон.

Тихий океан отличается от всех дру-

гих океанов и глубинным строением. Срединно-океанический хребет расположен не в центре океана, а в его юго-восточном углу. Окружающее его кольцо зон Бенъофа имеет правильную дуговую форму. Гипоцентральные зоны глубоких землетрясений Тихоокеанского кольца проникают до глубины 600 км, далее по аномалиям высоких скоростей они прослеживаются и глубже через всю мантию (см. рис. 12). Доказана древность коры Тихоокеанского полушария [Blyuman, 2018] и большой возраст оконтуривающего его кольца сейсмоактивных зон. В работе [Yano, 2014] показано, что это кольцо в виде зон активного вулканизма (его часто называют «Огненным кольцом») существовало с юры (рис. 13). Несмотря на крупные преобразования верхних оболочек Земли в этот период, оно сохранило свою правильную форму.

Об этом свидетельствуют и данные о закономерном соотношении между струк-

турными особенностями Тихоокеанского кольца и системой разломов, ортогональных этому кольцу (рис. 14). Детальными геологическими исследованиями японского сектора океана показано, что эти ортогональные океанические хребты развивались синхронно с основным кольцом в течение всего мезозоя, сохраняя взаимное с ним расположение. Это относится и ко многим другим хребтам. Все эти структурные особенности Тихого океана означают высокую стабильность в расположении окружающих его континентов, по крайней мере, в мезозое.

Глубинное заложение сейсмоактивного Тихоокеанского кольца подчеркивается гравитационным полем, полученным по спутниковым данным (рис. 15). Вокруг Тихого океана наблюдаются две кольцевые аномалии силы тяжести: положительная и отрицательная [Choi, Pavlenkova, 2009]. Кольцо положительных аномалий может быть объяснено влиянием топографии,

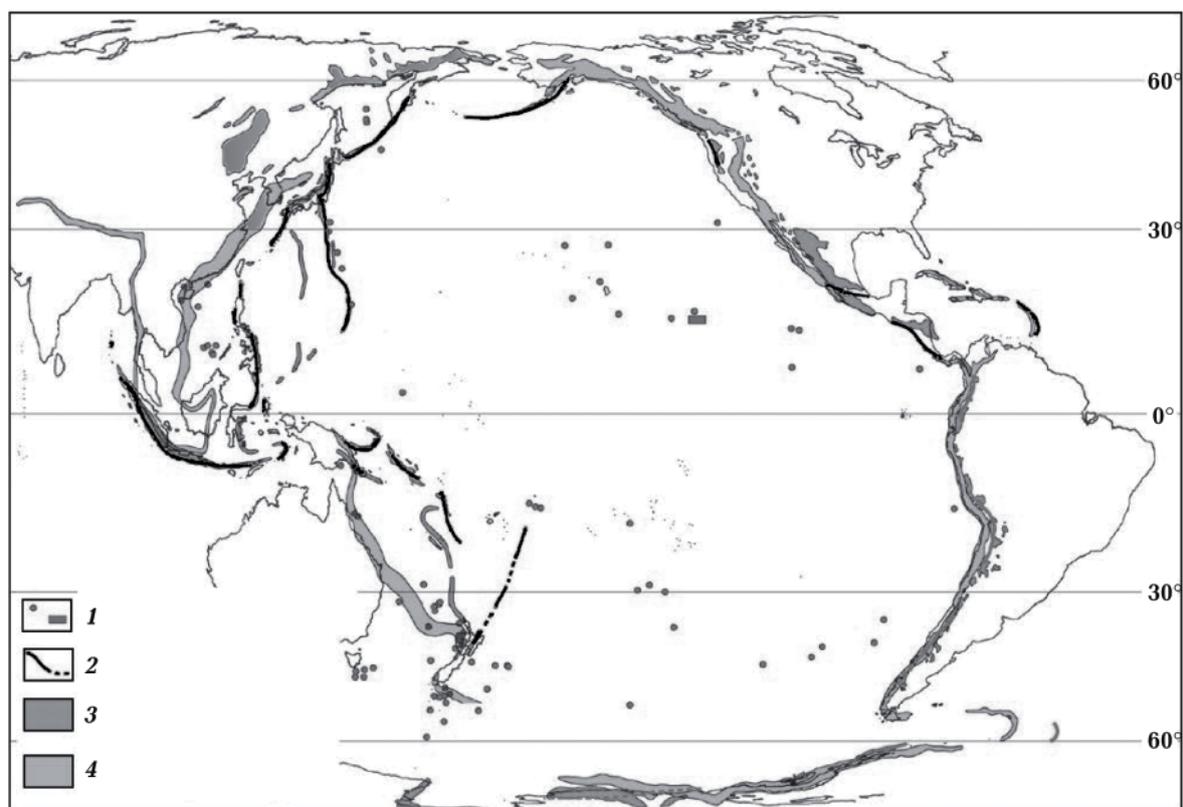


Рис. 13. Тихоокеанское кольцо областей интенсивного магматизма и вулканизма, «Огненное кольцо» [Yano, 2014], свидетельствующее о древнем его возрасте и древнем возрасте коры океана: 1 — древние и континентальные породы, 2 — четвертичный и вулканический фронт, 3 — палеоген—миоцен, 4 — юра—ранний мел.

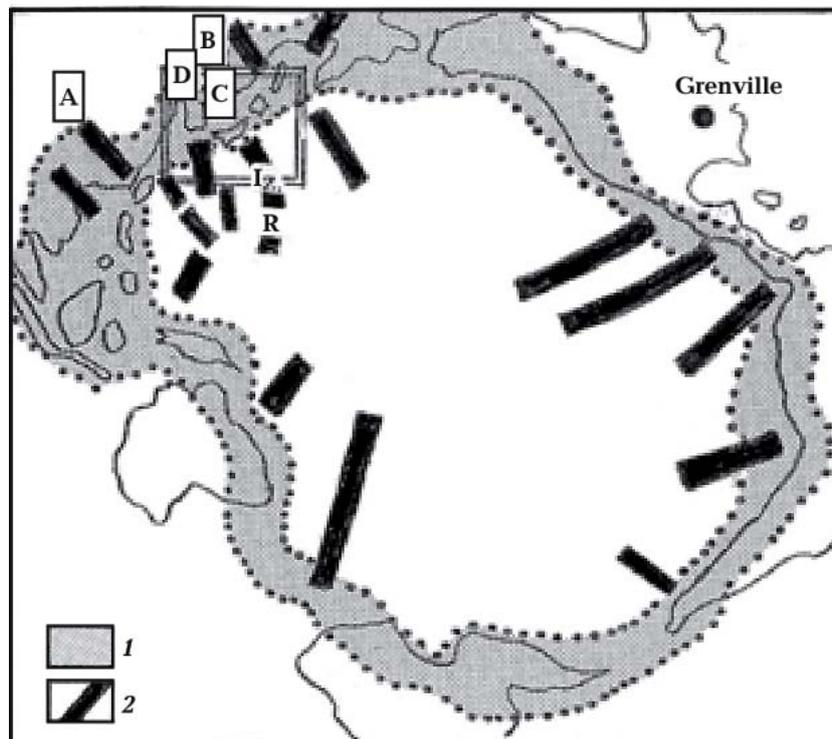


Рис. 14. Схема океанических структур (темные полосы), ортогональных к Тихоокеанскому кольцу, но единых с ним по истории формирования [Tsunoda, 2007]: 1 — Тихоокеанское кольцо высокой тектонической активности, 2 — океанические хребты и зоны нарушений, продолжающиеся на континенты.

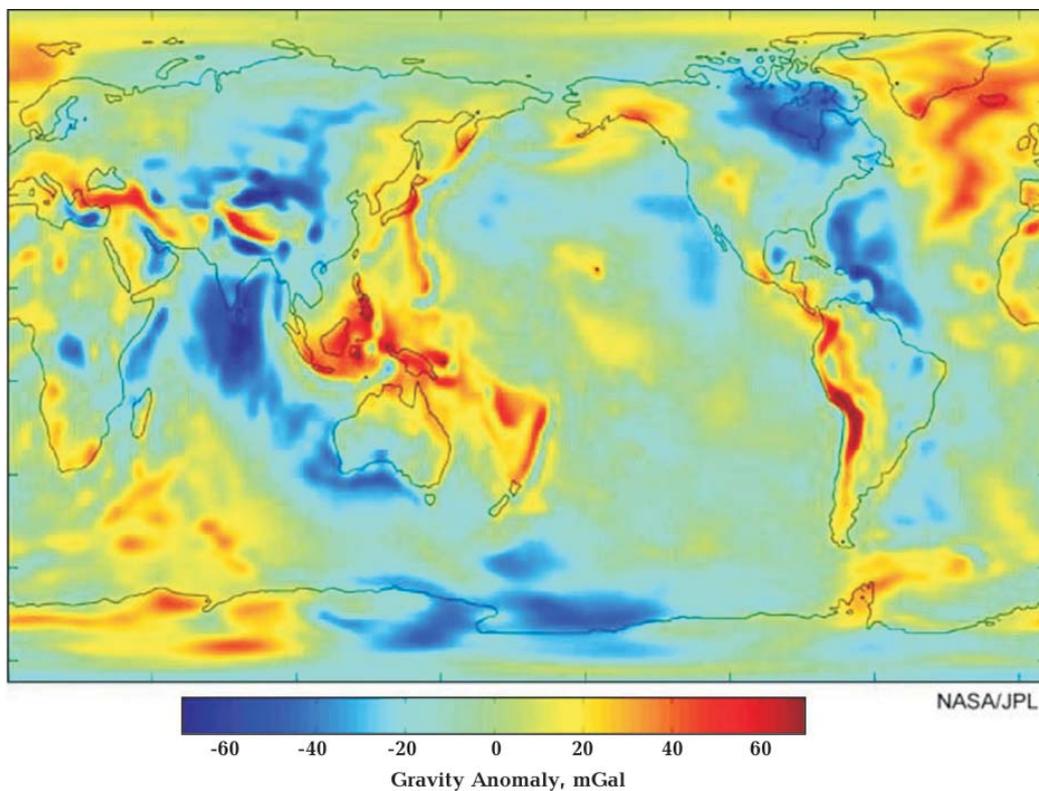


Рис. 15. Карта гравитационных аномалий Тихого океана по данным спутниковых наблюдений (GRACE gravity anomaly) [Choi, Pavlenkova, 2009].

так как оно охватывает горные регионы, окружающие океан. Объяснить кольцо отрицательных аномалий рельефом земной поверхности невозможно, оно пересекает совершенно разные по строению регионы: центральную часть Евразии, Индийский океан, восточные части Северной и Южной Америки. Такая глобальная аномалия может быть связана с глубинной неоднородностью, охватывающей всю верхнюю мантию.

Индо-Атлантическое полушарие отличается от Тихоокеанского по целому ряду структурных особенностей. В нем сосредоточены все континенты, и это дало основание Ю. М. Пуцаровскому назвать его континентальным полушарием в отличие от океанического Тихоокеанского полушария [Пуцаровский, 1997]. Строение океанов в Индо-Атлантическом полушарии тоже существенно отличается от Тихого океана. Края окружающих их континентов пассивные, без зон Бенъофа, а срединно-океанические хребты располагаются в центральных их частях. Эта система имеет упорядоченную в планетарном плане форму: она симметрична относительно южного полюса, образуя кольцо вокруг Антарктиды и серии рифтовых и нарушенных зон, расходящихся по меридианам с примерно одинаковым расстоянием между ними, 90° (см. рис. 1). Три из этих нарушенных зон трассируются в южном полушарии по срединно-океаническим хребтам и прослеживаются далее в континентальных областях до Арктики как зоны активного тектогенеза. Четвертая зона проходит по меридиану 155° от западных окраин австралийского шельфа и Филиппинского моря и от Марианских островов до Сахалина. Его наличие в районе Охотского моря было подтверждено глубинным разломом, выявленным вдоль Сахалина (см. рис. 3). Общая упорядоченность этих крупных структурных элементов Земли подчеркивается и антисимметрией Арктического океана относительно Антарктиды, удивительно похожих по размерам и общим очертаниям, но противоположным по форме рельефа.

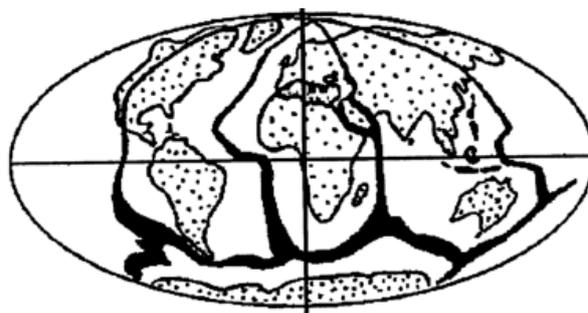


Рис. 16. Система глобальных зон нарушений, характеризующихся повышенной водородной дегазацией [Сывороткин, 2002].

Большая глубина этой системы нарушений правильной формы подтверждается и характерной для нее активной водородной дегазацией (рис. 16) [Сывороткин, 2002].

Некоторые общие закономерности отмечаются и в других особенностях самих срединно-океанических хребтов. Четко выделяются, например, их центральные зоны, характеризующиеся повышенной тектонической активностью и высоким тепловым потоком. Не менее выразительны пересекающие их трансформные разломы. Они делят хребты на отдельные блоки с существенными относительными перемещениями. Наибольшие смещения наблюдаются вдоль трансформных разломов, но они значительны и вдоль хребта, раздвигая его блоки на $1-2^\circ$ по меридиану.

Таким образом, выявленные закономерности в строении литосферы континентов и океанов и общая упорядоченность ее структуры, созданной в течение длительной геологической истории, дают основание сделать два важных вывода об общих законах развития тектоносферы. Прежде всего, вполне обоснованным является предположение, что две системы глобальных нарушений, Тихоокеанское сейсмоактивное кольцо и регулярная система срединно-океанических хребтов, были созданы в результате единого, но нелинейного процесса развития всей планеты. Кроме того, сохранность этих систем в течение длительного геологического времени свидетельствует об отсутствии крупных хаотичных перемещений отдельных

ее частей (континентов или литосферных плит) относительно друг друга.

Это очень важные выводы с точки зрения глобальной тектоники. Ранее сохранность общих закономерностей в структуре верхних оболочек Земли доказывалось В. В. Белоусовым на основе геологических данных [Белоусов, 1978], а К. Сторетведтом [Storetvedt, 1997] — на основе анализа палеомагнитных данных. В работах [Pratt, 2013a,b] все эти данные обобщены и сделан главный вывод об отсутствии крупных относительных перемещений главных структурных элементов тектоносферы за весь период ее формирования. Новые фактические данные в этом плане приведены в работе [Blyuman, 2018] на основании анализа закономерности распределения редких элементов в континентальных и океанических породах и сохранения этих закономерностей в геологическом времени. По этим данным автор делает вывод, что «различия в распространении редких элементов сохраняются в изверженных породах континентов и океанов посткембрийского времени с раннего докембрия. Это означает, что пространственное расположение континентов и океанов должно в этом случае оставаться стабильным (фиксированным), начиная с раннего кембрия».

Отмеченная структурная упорядоченность крупных элементов Земли чаще всего объясняется исследователями разных направлений их планетарной природой. Некоторые предположения о природе глобального деления планет на два полушария были высказаны, например, в работе [Качемазов, 2016]. В ней отмечается, что «существует тесная зависимость между орбитами, параметрами вращения небесных тел и строением их оболочек. В основе этой связи лежат понятия о кеплеровских эллиптических орбитах, вызывающих периодические изменения ускорений небесных тел и, как следствие, их волновое «коробление». Другими словами, первостепенное значение формы орбит планет на ее структуру заключается в том, что они не круговые, а вытянутые, и это вызывает систематическое циклическое из-

менение ускорений планет — чередование ускорений и их замедлений. Все это может привести к делению сферы планет на два разновысоких полушария. Важно, что такое деление не ограничивается разной высотой рельефа полушарий: в результате систематического чередования ускорений и замедлений в движении планеты происходит относительное уплотнение внешних сфер одного из полушарий.

Возможно, именно таким образом и образовалось Тихоокеанское полушарие с особым глубинным строением. Не исключено, что и формирование преимущественно океанического (базитового) типа коры Тихого океана связано с теми же глобальными процессами. Если континентальная силикатическая кора формировалась, как отмечалось выше, в основном в областях повышенного потока глубинных флюидов, это означает, что в течение всей геологической истории флюидный поток был повышенный в континентальном полушарии и пониженный в Тихоокеанском океаническом полушарии. Такое глобальное различие интенсивности флюидной адвекции может быть связано с теми же процессами космической природы, которые формировались структурными различиями двух полушарий: флюидные потоки концентрировались в менее напряженном континентальном полушарии.

Формирование другой регулярной системы глубинных нарушений, системы срединно-океанических хребтов (см. рис. 1 и 16), следует, по-видимому, тоже искать в особенностях развития всей планеты. Например, объяснить структурную симметричность глобальных рифтовых зон относительно полюсов планеты легче всего общим расширением всей планеты [Pavlenkova, 2012].

В геологической литературе гипотезы расширяющейся Земли обсуждались давно. Основаны они были, в основном, на предположении, что вначале вся земная поверхность была покрыта корой континентального типа и образование океанов с океанической тонкой корой произошло в областях разрыва континентальной

коры в результате расширения Земли. В этом случае для образования всех океанов необходимо увеличение радиуса Земли [Hilgenberg, 1966]. Но причина такого расширения не рассматривалась, и не учитывалась при этом регулярность системы срединно-океанических хребтов.

В этом плане из множества предлагавшихся моделей расширения Земли наиболее реалистичной представляется модель Е. Е. Милановского, по которой только внутренние части срединно-океанических хребтов рассматривались как области интенсивного расширения планеты и новообразования океанической коры в позднем мезозое и кайнозое [Милановский, 1984]. Периферические зоны Индийского и Атлантического океанов по этой модели являются областями умеренного растяжения и переработки коры в мезозое. Такое предполагаемое расширение Земли хорошо согласуется с описанными выше особенностями структуры литосферы и магнитного поля Южной Атлантики (см. рис. 7). Эта модель позволяет объяснить и структурную симметричность глобальных рифтовых зон относительно полюсов планеты.

Наиболее реалистичными представляются оценки возможного изменения радиуса Земли, основанные на процессах внутреннего преобразования его первичного вещества, его дифференциации, смены температурного режима и другие процессы, способные изменять объем вещества. Изменение температурного режима планеты могло сопровождаться как ее расширением (например, при разогреве и расплавлении ее вещества), так и ее сокращением при последующем остывании. Однако расчеты показали, что при таких температурных вариациях изменение объема планеты не могло быть значительным. Более значимым в этом плане мог быть процесс дифференциации вещества планеты, который привел к формированию ядра, делению мантии на верхнюю и нижнюю ее части и образованию расслоенной литосферы. Так, при концентрации тяжелого материала в центре планеты происходило

разуплотнение верхних ее оболочек, что должно было приводить к увеличению их объема. По расчетам, приведенным в работе [Шен, 1984], это могло привести к увеличению размеров Земли до 10 %, что в среднем согласуется с фактическими данными об изменении скорости вращения Земли (количества дней в году) в мезозое и кайнозое, полученными при изучении кораллов [Милановский, 1984].

Возможность такого небольшого расширения планеты может быть обоснована и описанным выше экспериментальным материалом по преобразованию вещества верхней мантии с формированием деплетированного мантийного вещества пониженной плотности и гранитизированной земной корой [Лутц, 1994; Летников, 1999, 2006]. Эти процессы, формирующие разуплотненную литосферу Земли, увеличивают общую мощность верхней оболочки, т. е. приводят к ее расширению.

В целом, обобщая изложенный фактический материал о строении верхних оболочек Земли и наблюдаемых геодинамических процессах, можно предложить следующую комплексную геодинамическую модель глобального тектогенеза, которая объясняет природу отмеченных структурных неоднородностей планеты с единых энергетических и петрофизических позиций.

Комплексная модель глобального тектогенеза. На первых этапах формирования планеты Земля основное значение имели общие законы ее вращения вокруг Солнца и в системе Земля—Луна—Солнце. В результате вращения вокруг Солнца не по круговой, а по эллипсоидной орбите произошло изменение формы Земли с образованием двух полушарий с разной структурой поверхности и разной степенью консолидации внутренних ее частей: Тихоокеанское полушарие с пониженным рельефом и Индо-Атлантическое полушарие с приподнятой поверхностью.

Многие особенности формирования планеты Земля определялись также необычным ее составом по сравнению с другими планетами: большим содержанием в

ее веществе водорода и других флюидов и интенсивной их дегазацией. Кроме общего закона гравитации, в результате которого тяжелое вещество сформировало ее ядро, большое значение имели адвекция глубинного вещества, насыщенного глубинными флюидами, и его преобразование вместе с преобразованиями самих флюидов. В целом процесс дифференциации вещества планеты и его перераспределение по глубине привел к общему увеличению объема этого вещества, т. е. к расширению планеты.

Геологическая история планеты началась с формирования внешних оболочек Земли. Сначала ее поверхность была покрыта мощной (более 20 км) корой основного состава. Большая мощность этой первичной коры обоснована наличием в ней не только излившегося, но и метаморфического габбро, образующегося на глубине не менее 20 км в условиях высокой температуры. Остатки такой коры сохранились в современных океанах и, возможно, в низах коры кристаллических щитов [Блюман, 2011].

Формирование сиалической коры началось позже за счет дифференциации первичной базитовой коры и выплавления из нее гранитоидных массивов. Это следует из данных о возрасте и структуре этих массивов, обычно окруженных зеленокаменными поясами (продуктами дифференциации первичной коры). Более молодой возраст сиалической коры подтверждается и большим объемом статистических данных, по которым наиболее древние породы кратонов характеризуются основным составом и повышенной плотностью [Кривицкий, 2016].

Дальнейший рост неоднородной по мощности и составу земной коры определялся неравномерной по интенсивности и составу флюидной адвекцией. В глобальном плане интенсивность флюидных потоков определялась теми же законами, которые формировали форму планеты. Менее интенсивно она проходила в Тихоокеанском полушарии и более интенсивно — в Индо-Атлантическом полушарии.

От интенсивности флюидных потоков существенно зависели процессы формирования различных типов земной коры и всей литосферы [Лутц, 1994; Летников, 2006]: континентальная литосфера за счет ее деплетирования глубинными флюидами формировалась в областях повышенного потока, т. е. в Индо-Атлантическом полушарии. В Тихоокеанском полушарии при низком потоке флюидов продолжала развиваться кора океанического типа и лишь небольшими пятнами росла субконтинентальная кора.

Интенсивность флюидной адвекции была неравномерна и в региональном плане. В результате кора формировалась неравномерно по площади и во времени. В докембрии мощная континентальная кора образовалась в нескольких крупных блоках будущих кристаллических щитов и древних платформ. По-видимому, эти блоки располагались по поверхности Индо-Атлантического полушария не хаотично, а вполне закономерно: три наиболее стабильных блока с примерно равным расстоянием между ними образовались на севере полушария (Северо-Американский, Восточно-Европейский и Сибирский) и три — на юге (Южно-Американский, Африканский и Индо-Австралийский).

Одновременно с ростом континентальной коры в этих блоках росла и континентальная литосфера. Длительный процесс выноса в земную кору кремнезема, щелочей, флюидов и некогерентных элементов, необходимых для формирования коры континентального типа, приводил к истощению мантийных пород. Это ускоряло их кристаллизацию и формирование литосферы пониженной плотности [Летников, 1999]. Чем дольше продолжается этот процесс, тем мощнее становятся гранитогнейсовая часть земной коры и область деплетированной литосферы. По геологическим данным уже в архее сформировались перечисленные выше крупные блоки с мощной литосферой и континентальной корой, которые можно назвать первичными литосферными плитами.

В палеозое площадь литосферных плит

существенно увеличивалась и в совокупности они образовали в древнем Индо-Атлантическом полушарии крупный палеоконтинент. По строению этот палеоконтинент существенно отличался от современных континентов. Он состоял из нескольких мощных литосферных блоков, будущих древних платформ, разделенных крупными участками еще тонкой пластичной литосферы. С формирования серии древних жестких блоков (микроплит) собственно и началась тектоника литосферных плит. Но в этот начальный период в процессе общего расширения Земли плиты раздвигались без разрывов, а расположенные между ними пластичные участки литосферы растягивались. Это приводило к образованию глубоких впадин (будущих геосинклиналий). В целом, почти вся площадь этого суперконтинента была покрыта мелководными морями, так как гидросфера еще не сформировалась, а локальные мелководные впадины были кратковременными образованиями. Наиболее активное раздвижение литосферных плит с соответствующим растяжением и переработкой земной коры происходило между Американскими древними плитами и плитами Африки и Евразии, что привело к формированию между ними широкой тектонически активной зоны будущего Атлантического океана.

Следующий новый наиболее важный этап формирования тектоносферы связан с общей активизацией тектонических процессов в конце палеозоя и начале мезозоя. К этому периоду уже сформировались крупные литосферные плиты будущих континентов, и определяющую роль стали играть разрывные нарушения этих плит. Первые признаки такой тектонической активизации можно проследить по усилению процесса формирования крупных базальтовых покровов. Как показало мелководное бурение, обширные базальтовые излияния начались задолго до образования океанических впадин, они покрывали большие площади будущих континентов и океанов, еще не выраженных в рельефе, и были перекрыты мелководными осадка-

ми. Такие базальтовые покровы выявлены в Атлантике [Макаренко, 1997], вдоль восточной части Гренландии и в восточной части Северной Атлантики, на Фарерских островах, плато Декан, пассивной окраине Южной Америки [Блюман, 2011].

Процессы рифтогенеза со значительным раздвижением литосферных плит наиболее интенсивно начали развиваться в конце юры. При этом четко определились глобальные системы разрывов регулярной формы, заложенные в процессе общего расширения планеты. Форма этих разрывов зависела и от сложившегося к тому времени внутреннего строения Земли. Так, деление планеты на два полушария с разным глубинным строением привело к формированию вокруг стабильного Тихоокеанского полушария тектонически активного кольца («Огненного кольца» по определению [Yano et al., 2014]). Интенсивное расширение Индо-Атлантического полушария привело к формированию системы срединно-океанических хребтов меридионального простирания.

Важно подчеркнуть, что созданная система глобальных и более локальных нарушений расщепила уже существовавшую неоднородную по составу и возрасту континентальную и океаническую кору. Рифтогенез, интенсивно развивавшийся в коре континентального типа, приводил к образованию протяженных рифтовых зон, внутренних морей и глубоких впадин с «субокеанической» корой. В древней коре океанического типа рифты заполнялись мантийными выплавками с формированием молодой океанической коры. В результате была создана сложная мозаика коры разного возраста и разной природы.

На этом же этапе общей активизации планеты, на рубеже палеозоя и мезозоя, произошло разделение поверхности Земли на современные континенты и мелководные океаны. Формирование океанов, сосредоточивших в себе основной объем гидросферы и «осушивших» континентальные области, произошло в результате изостатического подъема (всплытия) разуплотненной (деплетированной) кон-

тинентальной литосферы. Этому подъему способствовала и мощная континентальная кора меньшей плотности по сравнению с океанической корой и корой переходного типа. Предположение о формировании континентов в результате подъема их литосферы, а не опускания океанической коры, подтверждается и геологическими данными о строении осадочных пород в зонах перехода от континента к океану [Hoshino, 2014] и данными глубоководного бурения, по которым формирование океанов началось не с центральных, а с окраинных их частей.

Образование континентов за счет подъема разуплотненной литосферы объясняет и относительную молодость континентов, сформировавшихся лишь в мезозое. Их «всплывание» могло произойти только после образования достаточно мощной деплетированной литосферы, на что потребовался длительный архей-протерозойский период геологической истории. Но сам подъем произошел в достаточно короткий период времени, на рубеже палеозоя и мезозоя. Общее повышение тектонической активности планеты в этот период обеспечило увеличение пластичности верхних ее оболочек и более интенсивное изостатическое выравнивание их неоднородностей. Другими словами, пониженные плотности «корней» континентов, имеющих мощность более 200 км, а не тонкая океаническая кора, явились одним из основных факторов образования континентов и океанов.

С образованием континентов и глобальной системы нарушений существенно изменился весь цикл дальнейшего развития тектоносферы. Наиболее интенсивные ее преобразования концентрировались в зонах раздвига, в пределах Атлантики и Индийского океана и вокруг стабильного Тихоокеанского полушария. В целом, все континенты за счет роста их объема надвигались на стабильную Тихоокеанскую плиту, при этом происходило разрушение их окраинной тонкой литосферы в западной части этого океана с формированием системы задуговых бассейнов и образова-

нием орогенных поясов в восточной его части. В областях раздвига литосферных плит континентальная кора разрушалась и формировалась широкая тектонически активная зона будущего Атлантического океана.

Такой механизм формирования континентов объясняет и их относительную молодость. Подъем таких крупных областей мог произойти только после образования достаточно мощной деплетированной литосферы и в период общей тектонической активизации планеты. Именно на рубеже палеозоя и мезозоя произошла такая активизация и формирование глобальной системы срединно-океанических хребтов. Общее повышение температурного режима обеспечило увеличение пластичности верхней оболочки Земли и изостатическое выравнивание ее неоднородностей, в том числе за счет всплытия легких континентальных блоков.

Образование континентов за счет подъема разуплотненных литосферных плит объясняет и установленную геологическими исследованиями закономерность формирования океанов. Их погружение началось не с центральных, а с окраинных частей около поднимающихся континентов [Блюман, 2011, 2013].

Описанная общая схема последовательного формирования тектоносферы Земли схематично отражает формирование структур глобального плана. Фактически на всех этапах геологической истории происходили существенные перестройки и трансформации этих структур, их частичное разрушение. Это были различные петрофизические преобразования вещества верхней мантии и земной коры за счет фазовых переходов и насыщения коры мантийными выплавками разного состава, а также физико-механические преобразования литосферы при взаимодействии жестких ее блоков. Отмечается даже определенная цикличность в смене этих процессов, их активизации и ослаблении. Все эти процессы достаточно полно описаны в геологической литературе.

Таковы основные законы глобального

тектогенеза, способные объяснить наблюдаемое сложное строение верхних оболочек Земли. Эта модель является комплексной, она учитывает особенности формирования Земли как планеты и объединяет основные положения многих предыдущих концепций (учение об эндогенных режимах В. В. Белоусова [1978], адвекционно-поллиморфную гипотезу В. В. Гордиенко [2007], модель расширяющейся Земли Е. Е. Милановского [1984], учение о преобразовании литосферы глубинными флюидами Ф. А. Летникова [1999], плюмтектонику и некоторые положения тектоники литосферных плит). Однако она исключает крупные горизонтальные перемещения ли-

тосферных плит и глубокую их субдукцию, которая часто вызывала сомнения [Griffin, O'Reilly, 2007], а образование системы «спрединговых» зон объясняется расширением Земли, а не мантийной конвекцией. Это снимает главные противоречия между «мобилистскими» и «фиксистскими» представлениями, так как при таком процессе раздвижения литосферных плит сохраняется связь приповерхностных тектонических структур с формирующими их мантийными процессами. Представленная геодинамическая модель включает ряд новых решений, объясняющих полученные в последнее время новые данные о строении тектоносферы Земли [Pavlenkova, 2005].

Список литературы

- Артюшков Е. В., Поселов В. А. Образование глубоководных впадин в российском секторе Американо-Тихоокеанского бассейна в результате эклогитизации нижней части континентальной коры. *Докл. РАН*. 2010. Т. 431. № 5. С. 680—684.
- Баранова Е. П., Егорова Т. П., Омельченко В. Д. Обнаружение волновода в фундаменте северо-западного шельфа Черного моря по результатам переинтерпретации материалов ГСЗ по профилям 26 и 25. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790>.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. Москва: Недра, 1978. 262 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. Москва: Недра, 1989. 382 с.
- Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики. *Геотектоника*. 1989. № 3. С. 3—14.
- Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 399 с.
- Блюман Б. А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
- Блюман Б. А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4,5 до 0,9 миллиардов лет. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. 311 с.
- Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. Охотское океаническое вулканическое плато. *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 2. С. 101—104.
- Бортников Н. С., Шарков У. В., Богатиков О. А., Зингер Т. Ф., Лепехина Е. Н., Антонов А. В., Сергеев С. А. Находки молодых и древних цирконов в габроидах впадины Макарова, Срединно-Атлантический хребет (результаты Shrimp-II U-Pb-Датирование). Значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов. *Докл. АН*. 2008. Т. 421. № 2. С. 1—9.
- Валяев Б. М., Дремин И. С. Дегазация Земли и природа процессов нефтегазоаккумуляции (изотопно-геохимические и геодинамические аспекты). *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 2. С. 33—49.
- Ваньян Л. Л., Павленкова Н. И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части коры Балтийского щита. *Физика Земли*. 2002. № 1. С. 1—9.
- Васильев Б. И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.
- Винник Л. П., Фара В. Сверхглубокий низкоскоростной слой в верхней мантии древних платформ. *Электронный научно-информа-*

- ционный журнал «Вестник ОГГГН РАН». 2002. № 1(20).
- Генезис углеводородных флюидов и месторождений. Отв. ред. А. Н. Дмитриевский, Б. М. Валяев. Москва: ГЕОС, 2006. 315 с.
- Глебовицкий В. А., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Термальное состояние мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры (по данным гранат-ортопироксеновой термобарометрии ксенолитов гранатовых перидотитов в кимберлитах и щелочных базальтах). *Физика Земли*. 2001. № 3. С. 3—25.
- Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. Отв. ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская, Ю. В. Тулина. Москва: Изд. ОИФЗ РАН, 1996. 145 с.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. Киев: Корвін пресс, 2007. 172 с.
- Гордиенко В. В., Завгородняя О. В., Якоби Н. М. Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 184 с.
- Гуфельд И. Л., Матвеева М. И. Барьерный эффект дегазации и деструкция земной коры. *Докл. АН*. 2011. Т. 438. № 2. С. 253—257.
- Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: Материалы международной конференции памяти академика П. Н. Крапоткина, 20—24 мая 2002 г. Отв. ред. А. Н. Дмитриевский, Б. М. Валяев. Москва: ГЕОС, 2002. 471 с.
- Егоркин А. В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах. *Физика Земли*. 1999. № 7/8. С. 114—130
- 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.
- Егорова Т. П., Павленкова Г. А. Сейсмоплотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям «Кварц», «Кратон» и «Кимберлит». *Физика Земли*. 2015. № 2. С. 98—115.
- Иванов С. Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1). *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 311. № 2. С. 428—431.
- Качемазов Г. Г. Уничтожающее теории сравнение Земли и Луны. Материал для размышления. *Редкие земли*. 2016. № 2(7). С. 132—139.
- Кашубин С. Н., Павленкова Н. И., Петров О. В., Мильштеин Е. Д., Шокальский С. П., Эринчек Ю. М. Типы земной коры Циркумплярной Арктики. *Региональная геология и металлогения*. 2013а. № 55. С. 5—20.
- Кашубин С. Н., Саккулина Т. С., Лукашин Ю. П., Павленкова Н. И. Современные методы проведения и интерпретации глубинных сейсмических зондирований в окраинных морях России. В кн.: *Актуальность идей Г. А. Гамбурцева в XXI веке*. Москва: Янус-К, 2013б. С. 175—194.
- Костюченко С. Л. Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири. *Региональная геология и металлогения*. 2010. № 10. С. 125—135.
- Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н., Боревский Л. В. Геолого-геофизические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверхглубоких скважин. В кн.: *Методы и практика исследований глубинного строения недр*. Ленинград: Наука, 1987. С. 97—114.
- Кривицкий В. А. Парадоксы трансмутации и развитие Земли, неочевидные доказательства. Москва: Науч.-издат. центр «Академика», 2016. 240 с.
- Крылов С. В. О глубинах байкальских землетрясениях и сейсмоконтролирующих факторах. *Геология и геофизика*. 1980. № 5. С. 83—97.
- Кусков О. Л., Кронрод В. А. Состав, температура и мощность литосферы архейского кратона Каапвааль. *Физика Земли*. 2007. № 1. С. 45—66.
- Кусков О. Л., Кронрод В. А., Прокофьев А. А., Павленкова Н. И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона. *Петрология*. 2014. Т. 22. № 1. С. 21—49.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной

- Земли (новая глобальная концепция). Москва: Недра, 1995. 101 с.
- Лебедев Е. Б., Кадик А. А., Зебрин А. М., Дорман А. М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных повод. *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 309. № 5. С. 1090—1093.
- Лебедев Е. Б., Павленкова Н. И., Луканин О. А. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в дуните и серпентините (к вопросу о природе зоны низких скоростей в верхней мантии Земли). *Докл АН*. 2017. Т. 472. № 1. С. 1—4.
- Леонов Ю. Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов. *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 4—15.
- Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. В сб.: *Смирновский сборник-99 (научно-литературный альманах)*. Москва, 1999. С. 63—98.
- Летников Ф. А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза. *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296—1307.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Москва: Недра, 1983, 142 с.
- Лутц Б. Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле. *Региональная геология и металлогения*. 1994. № 3. С. 5—14.
- Лукин А. Е., Шестопалов В. М. О новой геологической парадигме к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 4. С. 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>.
- Макаренко Г. Ф. Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. Москва: Геоинформмарк, 1997. 98 с.
- Маракушев А. А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. Москва: Недра, 1999. 253 с.
- Милановский Е. Е. Проблемы расширения и пульсации Земли. Москва: Наука, 1984. 192 с.
- Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. Москва: Наука, 1972. 174 с.
- Николаевский В. Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 249. № 4. С. 817—821.
- Николаевский В. Н. Трещиноватость и пластичность земной коры. В сб.: *Вопросы нелинейной геофизики*. Москва: Изд. ВНИИЯГГ, 1981. С. 54—71.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры (континентального типа). Киев: Наук. думка, 1973. 129 с.
- Павленкова Н. И. Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований. *Советская геология*. 1989. № 6. С. 17—23.
- Павленкова Н. И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии. *Физика Земли*. 1995. № 12. С. 1—14.
- Павленкова Н. И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхглубинных сейсмических профилей. *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 9. С. 1287—1301.
- Павленкова Н. И., Кашубин С. Н., Павленкова Г. А. Земная кора глубоких платформенных впадин Северной Евразии и природа их формирования. *Физика Земли*. 2016. № 5. С. 150—164.
- Павленкова Н. И., Павленкова Г. А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2014. 192 с.
- Павленкова Н. И., Погребицкий Ю. В., Романюк Т. В. Сейсмоплотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Анголо-Бразильском геотраверсе. *Физика Земли*. 1993. № 10. С. 27—38.
- Перчук Л. Л. Базификация как магматическое замещение. В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. Москва: Наука, 1987. С. 39—64.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Гизе П., Павленкова Н. И. Формирование изображения среды по волновым полям ГСЗ по профилю SINCA-95 (Чили). *Геофизика*. 2006. № 6. С. 16—20.

- Пилипенко В. Н., Павленкова Н. И., Луосто У., Верпаховская А. О. Формирование изображений среды по сейсмограммам глубинного зондирования. *Физика Земли*. 1999. № 7-8. С. 164—176.
- Погребницкий Ю. Е., Трухалев А. И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород — ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта. В кн.: *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология*. Санкт-Петербург: Изд. ВНИИОкеангеология, 2002. С. 49—61.
- Поляк Б. Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. Москва: Наука, 1988. 192 с.
- Пущаровский Ю. М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними. В кн.: *Тектонические и геодинамические феномены*. Отв. ред. А. С. Перфильев, Ю. Н. Разницин. Москва: Наука, 1997. С. 8—24.
- Саккулина Т. С., Рослов Ю. В., Павленкова Г. А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф). *Физика Земли*. 2009. № 3. С. 56—63.
- 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: ВО «Наука», Сибирская издательская фирма, 1994. 256 с.
- Строение земной коры переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. И. Гальперина, И. П. Косминской. Москва: Наука, 1964. 305 с.
- Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2. Ред. А. Ф. Морозов, Н. В. Межеловский, Н. И. Павленкова. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. 736 с.
- Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Отв. ред. А. С. Сальников. Новосибирск: Наука, 2007. 172 с.
- Сывороткин В. М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. Москва: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.
- Удинцев Г. Б. Неравномерность океанического рифтогенеза и гетерогенность дна океана. *Докл. АН*. 2000. Т. 372. № 5. С. 687—690.
- Филоненко В. П., Павленкова Г. А. Некоторые особенности динамики земной коры Охотоморского региона. *Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В. В. Федынского*. Москва: Научный мир, 2006. С. 101—107.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 320 с.
- Флюиды и геодинамика. Отв. ред. Ю. Г. Леонов, И. Г. Киссин, В. Л. Русинов. Москва: Наука, 2006. 283 с.
- Шен Е. Л. Расширение Земли как результат формирования ее глобальной структуры. В кн.: *Проблемы расширения и пульсации Земли*. Ред. Е. Е. Милановский. Москва: Наука, 1984. С. 180—185.
- Allen, R. B., & Tucholke, B. E. (1981). Petrology and indications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Geology*, 9(10), 463—468. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<463:PAIOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<463:PAIOCR>2.0.CO;2).
- Araki, H., Tazawa, S., Noda, H., Ishihara, Y., Gossens, S., Sasaki, S., Kawano, N., Kamiya, I., Otake, H., Oberst, J., & Shum, C. (2009). Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT laser altimetry. *Science*, 323, 545—557. doi: 10.1126/science.1164146.
- Artemieva, I. M., & Mooney, W. D. (2001). Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research*, 106(B8), 16 387—16 414. <https://doi.org/10.1029/2000JB900439>.
- Asada, T., & Shimamura, H. J. (1976). Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by long shot experiment. In *Geophysics of the Pacific Oceans Basin and Its Margin* (pp. 135—154). Geophysical Monograph 19. American Geophysical Union.
- BABEL Working Group. (1993). Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profile A and B in the southern Baltic Sea. *Geophysical Journal International*, 112(3), 325—343. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2466.1993.tb01111.x>.

- org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01173.x. 46—54.
- Begg, G., Griffin, W. L., Natapov, L. M., O'Reilly, S. Y., Grand, S. P., O'Neill, C. J., Hronsky, J. M., Poudjom Djomani Y., Swain, C. J., Deen, T., & Bowden, H. (2009). The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1), 23—50. <https://doi.org/10.1130/GES00179.1>.
- Berry, A. J., Danyushevsky, L. V., O'Neill, H. St. C., Newville, M., & Sutton, S. R. (2008). Oxidation state of iron in komatiitic melt inclusions indicates hot Archaean mantle. *Nature*, 455, 960—963. <https://doi.org/10.1038/nature07377>.
- Bijwaard, H., Spakman, W., & Engdahl, E. R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), 30055—30078. <https://doi.org/10.1029/98JB02467>.
- Blyuman, B. (2018). Rare Earth Elements in Rocks of the Mantle and Crust of Continents and Oceans: Geodynamic Consequences. *NCGT Journal*, 6(3), 416—434.
- Bostock, M. G. (1997). Anisotropic upper-mantle stratigraphy and architecture of the Slave craton. *Nature*, 390, 392—395. <https://doi.org/10.1038/37102>.
- Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P., Pearson, D. G., Mertzman, S. A., Sobolev, N. V., & Finger, L. W. (1997). Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128(2-3), 228—246. <https://doi.org/10.1007/s004100050305>.
- Brune, J. N., & Singh, D. D. (1986). Continent-like crustal thickness beneath the Bay of Bengal sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1), 191—203.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S., & Brefort, D. (1995). Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophysical Journal International*, 122(3), 899—924. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06845.x>.
- Choi, D. R., & Pavlenkova, N. I. (2009). Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure. *NCGT Newsletter*, (50), 46—54.
- Clowes, R. M., Hammer, P., Fernández-Viejo, G., & Welford, J. K. (2005). Lithospheric structure in northwestern Canada from Lithoprobe seismic refraction and related studies: a synthesis. *Canadian Journal of Earth Science*, 42(6), 1277—1293. <https://doi.org/10.1139/e04-069>.
- Dick, H. J., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., ... Yoshinobu, A. (2000). A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 31—51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00102-3).
- Doncet, L. S., Peslier, A. H., Ionov, D. A., Brandon, A. D., Golovin, A. V., Goncharov, A. G., & Ashchepkov, I. V. (2014). High water contents in the Siberian cratonic mantle linked to metasomatism an FTIR study of Udachnaya peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 137, 159—187. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.04.011>.
- Downes, H. (1997). Shallow continental lithospheric mantle heterogeneity — petrological constraints. In K. Fuchs (Ed.), *Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology* (pp. 295—308). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Downes, H. (1993). The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Physics of the earth and planetary interiors*, 79 (1-2), 195—218. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90148-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90148-3).
- Elton, D. (1987). Petrology of gabbroic rock from Mid-Cayman Rise Spreading Center. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 658—682. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00658>.
- Fernández Viejo, G., & Clowes, R. M. (2003). Lithospheric structure beneath the Archaean Slave Province and Proterozoic Wopmay orogen, Northwestern Canada, from a LITHOPROBE refraction/wide angle reflection survey. *Geophysical Research Letters*, 153(1), 1—19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01807.x>.
- Funck, T., Jackson, H. R., & Shimeld, J. (2011). The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin,

- results from a seismic refraction experiment. *Journal of Geophysical Research*, 116, B12101. doi:10.1029/2011JB008411.
- Gaina, C., Werner, S., Saltus, R., Maus, S. and the CAMP-GM group. (2011). Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. *Geol. Soc., London. Memoirs*, 35, 39—48. doi: 10.1144/M35.3.
- Gaggero, L., & Cortesogno, L. (1997). Metamorphic evolution of oceanic gabbro: recrystallisation from subsolidus to hydrothermal condition in the MARK area (ODP LEG 153). *Lithos*, 40(2-4), 105—131. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00006-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00006-6).
- Gilat, A., & Vol, A. (2005). Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes. *HAIT Journal of Science and Engineering B*, 2(1-2), 125—167.
- Gohl, K., & Uenzelmann-Neben, G. (2001). The crustal role of the Agulhas Plateau, south Indian Ocean: evidence from seismic profiling. *Geophysical Journal International*, 144(3), 632—646. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01368.x>.
- Gossler, J., & Kind, R. (1996). Seismic evidence for very deep roots of continents. *Earth and Planetary Science Letter*, 138(1-4), 1—13. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00215-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00215-X).
- Grad, M., & Luosto, U. (1987). Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland. *Annales geophysicae. Series B*, 639—649.
- Griffin, W. L., & O'Reilly, S. Y. (2007). Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? *Episodes*, 30(1), 43—53.
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Afonso, J. C., & Begg, G. C. (2008). The composition and evolution of lithospheric mantle, a re-evaluation and its tectonic implication. *Journal of Petrology*, 50(7), 1185—1204. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn033>.
- Haak, V., & Hutten, V. R. S. (1986). Electrical resistivity in continental lower crust. In J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall, & K. H. Wedepohl (Eds.), *The nature of the Lower Continental Crust* (pp. 35—49). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 24.
- Hales, A. L. (1969). A seismic discontinuity in the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(1), 44—46. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90009-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90009-0).
- Hilgenberg, O. C. (1966). Earth expansion, deep-sea trenches and the inclination of the shelf-sea floors. *News Jahrbuch fur Geologie und Palaeontologie, Monatshefte*, 3, 138—14.
- Hoshino, M. (2014). *The history of micro-expanding Earth. History of the Earth from viewpoint of Sea Level Rise*. E. G. Service Press, Sapporo, Japan. 234 p.
- Ionov, D. A., Doucet, L. S., Ashchepkov, I. V. (2010). Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite. *Journal of Petrology*, 51(11), 2177—2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq053>.
- Ishikawa, A., Pearson, D. G., & Dale, Ch. W. (2011). Ancient Os isotope signatures from Ontong Java Plateau lithosphere: Tracing lithosphere accretions history. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2), 159—170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.034>.
- James, D. E., Boyd, F. R., Schutt, D., Bell, D. R., & Carlson, R. W. (2004). Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(1). doi: 10.1029/2003GC000551.
- James, K. (2011). Continent below the oceans: how much and how far? The future for deepwater exploration (and geopolitics). *Oil and Gas Journal*, 109(10), 22—29.
- James, N., & Singh, D. D. (1986). Continent-like crustal thickness beneath the Bay of Bengal sediments. *Bulletin of Seismological Society of America*, 76(1), 191—203.
- Jones, A. G. (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust. In D. M. Fountain, R. Arculus, & R. W. Kay (Eds.), *Continental lower crust. Development in Geotectonics* (pp. 81—143). Elsevier.
- Jordan, T. H. (1979). The deep structure of the continents. *Scientific American*, 240, 70—82.
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). Travel-times for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*

- al, 105(2), 429—465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- Kern, H. M. (1993). Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79(1-2), 113—136. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90145-Y](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90145-Y).
- Korhonen, J. V., Fairhead, J. D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazonova, T., & Thébault, E. (2007). *Magnetic Anomaly Map of the World*. 1: 50 000 000. Printed by the Geological Survey of Finland.
- Korja, A., Korja, T., Luosto, U., & Heikkinen, P. (1993). Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield — implication for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics*, 219, 129—152.
- Kuskov, O. L., Kronrod, V. A., Prokofyev, A. A., & Pavlenkova, N. I. (2014). Thermo-chemical structure of the lithospheric mantle underneath the Siberian craton inferred from long-range seismic profiles. *Tectonophysics*, 615-616, 154—166. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.006>.
- Lambert, I. B., & Wyllie, P. J. (1970). Low-velocity zone of the Earth's mantle: incipient melting caused by water. *Science*, 169, 764—766. doi: 10.1126/science.169.3947.764.
- Lehmann, I. (1959). Velocities of longitudinal waves in the upper part of the Earth's mantle. *Annals of Geophysics*, 15, 93—118.
- Leven, J. H., Jackson, I., & Ringwood, A. E. (1981). Upper mantle seismic anisotropy and lithosphere decoupling. *Nature*, 289, 234—239.
- Chen, L. (2010). Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120(1-2), 96—115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.007>.
- Liu, Ch.-Z., Snow, J. E., Hellebrand, E., Brüggemann, G., von der Handt, A., Büchl, A., & Hofmann, A. (2008). Ancient highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic ocean. *Nature*, 452, 311—316.
- Luosto, U., Flueh, E. R., Lund, C.-E. & Working Group. (1989). The crustal structure along the Polar Profile from seismic refraction investigation. *Tectonophysics*, 162(1-2), 51—85. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90356-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90356-9).
- Menzies, M., & Chazot, G. (1995). Fluid processes in diamond to spinel facies shallow mantle. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 387—415. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00018-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00018-5).
- Mooney, W. D. (2007). Crust and Lithospheric Structure — Global Crustal Structure. In B. Romanowicz & A. Dziewonski (Eds.), *Treatise on Geophysics* (Vol. 1, pp. 361—417). Elsevier.
- Operto, S., & Charvis, P. (1996). Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean-bottom seismometer wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 101, 25077—25103. <https://doi.org/10.1029/96JB01758>.
- O'Reilly, S. Y., & Griffin, W. L. (2006). Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. *Tectonophysics*, 416(1-4), 289—309. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.014>.
- O'Reilly, S. Y., Zhang, M., Griffin, W. L., Begg, G., & Hronsky, J. (2009). Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical «mantle reservoir» problem? *Lithos*, 112, 1043—1054. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.028>.
- Pavlenkova, N. I. (2012). Crust and mantle structural evidences of the Earth expansion. In G. Scalera (Ed.), *The Earth expansion evidence. Challenge for geology, geophysics and astronomy* (pp. 91—100). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome.
- Pavlenkova, N. I. (1996). Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. In R. Dmowska, & B. Saltzman (Eds.), *Advances in Geophysics* (Vol. 37, pp. 1—132). Academic Press Inc.
- Pavlenkova, N. I. (2015). Degassing and expanding Earth: new model of global tectonics. *NCGT Journal*, 3(4), 489—515.
- Pavlenkova, N. I. (2017). Deep structure of continents and oceans and their origin. *NCGT Journal*, 5(4), 486—499.
- Pavlenkova, N. I., & Zverev, S. M. (1981). Seismic

- model of Iceland's Crust. *Geologische Rundschau*, 70(1), 271—281. <https://doi.org/10.1007/BF01764327>.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J., & Johnson, J. R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267—280. <https://doi.org/10.1029/93RG01249>.
- Porcelli, D., & Turekian, K. K. (2003). The history of planetary degassing as recorded by noble gases. In R. F. Keeling (Ed.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 4, pp. 281—318). Elsevier.
- Pratt, D. (2013a). Palaeomagnetism, plate motion and polar wander. *NCGT Journal*, 1(1), 66—152.
- Pratt, D. (2013b). Paleomagnetism, polar wander and global tectonics: some controversies. *NCGT Journal*, 1(3), 103—117.
- Richardson, K. R., Smallwood, J. R., White, R. S., Snyder, D. B. & Maguire, P. K. H. (1998). Crustal structure beneath the Faeroe Islands and the Faeroe-Iceland Ridge. *Tectonophysics*, 300(1-4), 159—180. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00239-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00239-X).
- Schimschal, C. V., & Jokat, W. (2018). The crustal structure of the continental margins in east of the Falklands Islands. *Tectonophysics*, 724, 234—253. doi: 10.1016/j.tecto.2017.11.034.
- Shanon, R. M., Jacob, A. W. B., Makris, J., O'Reilly, B., Hauser, F. & Vogt, U. (1994). Basin evolution in the Rockoll region, North Atlantic. *First break*, 12(10), 515—522. doi: 10.3997/1365-2397.1994031.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Gartsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Storetvedt, K. (1997). *Our evolving planet: Earth history in new perspective*. Bergen, Norway: Alma Mater, 456 p.
- Suckro, S. K., Gohl, K., Funck, Th., Heyde, I., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., Gerlings, J., Damm, V. & Jokat, W. (2012). The crustal structure of southern Baffin Bay: implications from a seismic refraction experiment. *Geophysical Journal International*, 190(1), 37—58. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05477.x.
- Thybo, H., & Perchuc, E. (1997). The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle. *Science*, 275, 1626—1629.
- Tsunoda, F. (2007). Origin of the Central Honshu Arc and the Izu Ridge, Japan. *NCGT Journal*, 4(2), 174—193.
- Vinnik, L. P., Green, R. W. E., Nicolausen, L. O., Kosarev, G. L., & Petersen, N. V. (1996). Deep structure of the Kaapvaal Craton. *Tectonophysics*, 262, 67—75.
- Vinnik, L., Oreshin, S., Kosarev, G., & Makeyeva, L. (2009). Mantle anomalies beneath southern Africa: evidence from seismic S and P receiver functions. *Geophysical Journal International*, 179(1), 279—298.
- Walter, M. J. (1998). Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60.
- Wang, Yi., Wen, L., & Weidner, L. (2008). Upper mantle SH and P-velocity structures and compositional models beneath southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 596—608.
- Williams, Q., & Hemley, R. J. (2001). Hydrogen in the deep Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 365—418.
- Yano, T. (2014). Tectonic development of the Pacific Ocean and its periphery: a constraint on large-scale rotations of lithospheric blocks. *NCGT Journal*, 2(2), 54—68.

Structural features of continental and oceanic lithosphere and their nature

N. I. Pavlenkova, 2019

The deep geological and geophysical studies of the continents and oceans have revealed a number of well-defined new regularities in the structure of the crust and upper mantle that do not find a clear explanation in the modern geodynamic concepts. The regularities are the following. The Earth is divided into two hemispheres with different structure of the lithosphere: the Pacific and Indo-Atlantic hemisphere. The Pacific hemisphere is surrounded by a ring of the tectonically active zones with high seismicity (Benioff Zones). The system of the mid-ocean ridges with approximately equal distances between them, 90°, is symmetrical relatively to the South Pole. The crust in the oceans is different in age and composition, it identified the remnants of an ancient (Archaean) crust and large areas of subcontinental crust. The continents are characterized by the large thickness of the lithosphere (more than 200 km), composed of the lower density depleted matter. Experimental data on petrophysical properties of the crust and upper mantle matter at high pressure and temperature, the data on deep xenoliths, geochemical studies of natural gases have shown a large role of deep energy-intensive fluids in the formation of the sialic crust and depleted mantle rocks.

These data give possibility to explain the continents and oceans origin. The irregular in space the Earth degassing results in different lithosphere types formation: the thick granite-gneiss crust and the lower density depleted mantle of the continents were created in the areas of the higher deep fluids flows; in the areas of the lower fluids advection the primary oceanic crust was preserved and only some separate spots of the transition crust appeared. The lower density of the continental «roots» was the main factor in the formation of continents: the lower density lithosphere led to its emerging in respect to the oceanic lithosphere. Two hemispheres with different lithosphere structure were formed may be due to the elliptical form of the orbit, causing periodic changes of the planet accelerations. The structural symmetry of the global rift system relative to the planet poles gives possibility to explain its origin by the expansion of the planet.

Key words: deep geophysics, earth's crust, upper mantle, petrophysics, deep fluids, global folds, degassing and expanding of the Earth.

References

- Artyushkov, E. V., & Poselov, V. A. (2010). Formation of deep-water depressions in the Russian sector of the Amerasian basin as a result of eclogitization of the lower part of the continental crust. *Doklady RAN*, 431(5), 680—684 (in Russian).
- Baranova, E. P., Yegorova, T. P., & Omelchenko, V. D. (2011). Detection of a waveguide in the basement of the northwestern shelf of the Black Sea according to the results of reinterpretation of the DSS materials of profiles 26 and 25. *Geofizicheskiy zhurnal*, 33(6), 15—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116790> (in Russian).
- Belousov, V. V. (1978). *Endogenous regimes of continents*. Moscow: Nedra, 262 p. (in Russian).
- Belousov, V. V. (1989). *Fundamentals of geotectonics*. Moscow: Nedra, 382 p. (in Russian).
- Belousov, V. V., & Pavlenkova, N. I. (1989). Types of the Earth's crust of Europe. *Geotektonika*, (3), 3—14 (in Russian).
- Blyuman, B. A. (2013). *Basic problems of the ocean geology and geology of the continents*. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI, 399 p. (in Russian).
- Blyuman, B. A. (2011). *The Earth's crust of the oceans. Data of the International programs of the deepwater drilling in the World Ocean*. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI, 344 p. (in Russian).
- Blyuman, B. A. (2015). The evolution of events in

- the history of the Earth from 4.5 to 0.9 billion years. St. Petersburg: Publ. House VSEGEI, 311 p. (in Russian).
- Bogdanov, N. A., & Dobretsov, N. L. (2002). Okhotsk oceanic volcanic plateau. *Geologiya i geofizika*, 43(2), 101—104 (in Russian).
- Bortnikov, N. S., Sharkov, U. V., Bogatkov, O. A., Zinger, T. F., Lepekhina, E. N., Antonov, A. V., & Sergeev, S. A. (2008). Findings of young and ancient zircons in the gabbroids of the Makarov Basin, Mid-Atlantic Ridge (Shrimp-II results U-PB-Dating). The value for understanding the deep geodynamics of modern oceans. *Doklady AN*, 421(2), 1—9 (in Russian).
- Valyaev, B. I., & Dremin, I. S. (2015). The Earth's degassing and nature of the processes of oil and gas accumulation (geochemical and geodynamic aspects). *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, (2), 33—49 (in Russian).
- Vanyan, L. L., & Pavlenkova, N. I. (2002). A layer of lower velocity and increased electrical conductivity at the base of the upper part of the Baltic shield crust. *Fizika Zemli*, (1), 1—9 (in Russian).
- Vasiliev, B. I. (2009). *Geological structure and origin of the Pacific Ocean*. Vladivostok: Dalnauka, 560 p. (in Russian).
- Vinnik, L. P., & Farra, V. (2002). Super-Deep low-frequency layer in the upper mantle of the ancient platforms. *Electronic scientific and information journal «Vestnik OGGGGN RAN»*, (1) (in Russian).
- Dmitrievskiy, A. N., & Valyaev, B. M. (Eds.). (2006). *Genesis of Hydrocarbon Fluids and Deposits*. Moscow: GEOS, 315 p. (in Russian).
- Glebovitskiy, V. A., Nikitina, L. P., & Khiltova, V. Ya. (2001). Thermal state of the mantle, underlying Precambrian and Phanerozoic structures (according to the data of garnet-orthopyroxene thermobarometry of xenoliths of garnet peridotites in kimberlites and alkaline basalts). *Fizika Zemli*, (3), 3—25 (in Russian).
- Zverev, S. M., Kosminskaya, I. P., Tulina, Yu. V. (Eds.). (1996). *Deep seismic sounding of the lithosphere on the Angola-Brazilian geotransverse*. Moscow: Publ. House IFZ RAN, 145 p. (in Russian).
- Gordienko, V. V. (2007). *Advection-polymorphic hypothesis of processes in the tectonosphere*. Kiev: Korwin Press, 172 p. (in Russian).
- Gordienko, V. V., Zavgorodnyaya, O. V., Yakobi, N. M. (1982). *Heat flow of continents*. Kyiv: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Gufeld, I. L., & Matveeva, M. I. (2011). The barrier effect of degassing and destruction of the earth's crust. *Doklady AN*, 438(2), 253—257 (in Russian).
- Dmitrievskiy, A. N., & Valyaev, B. M. (Eds.). (2002). *Earth Degassing: Geodynamics, Geofluids, Oil and Gas. Proceedings of the international conference of memory of academician P. N. Krapotkin, 20—24 May 2002*. Moscow: GEOS, 471 p. (in Russian).
- Yegorkin, A. V. (1999). Study of the mantle on the supperdeep profiles. *Fizika Zemli*, (7/8), 114—130 (In Russian)
- Yegorkin, A. V., Kun, V. V., & Chernyshev, N. M. (1981). Absorption of longitudinal and transverse waves in the crust and upper mantle of the West Siberian plate and Siberian platform. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli*, (2), 37—50 (in Russian).
- Yegorova, T. P., & Pavlenova, G. A. (2015). Seismic-density models of the earth's crust and upper mantle of the Northern Eurasia on super-long seismic profiles «Kraton» and «Kimberlite». *Fizika Zemli*, (2), 98—115 (in Russian).
- Ivanov, S. N. (1990). Separator (on the nature and meaning of the geophysical boundary K1). *Doklady AN SSSR*, 311(2), 428—431 (in Russian).
- Kachemazov, G. G. (2016). The annihilating theory of the comparison of the Earth and the Moon. Things to think about. *Redkiye zemli*, (2), 132—139.
- Kashubin, S. N., Pavlenkova, N. I., Petrov, O. V., Milshtein, E. D., Shokalsky, S. P., & Erinchik, Yu. M. (2013a). The crustal types in the Circumpolar Arctics. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*, (55), 5—20 (in Russian).
- Kashubin, S. N., Sakulina, T. S., Lukashin, Yu. P., Pavlenkova, N. I. (2013b). Modern methods of conducting and interpreting deep seismic soundings in the marginal seas of Russia. In *The relevance of the ideas of G. A. Gamburtseva in the XXI century* (pp. 175—194). Moscow: Yanus-K (in Russian).

- Kostyuchenko, S. L. (2010). Structure of the crust and underlying mechanisms of formation of Arctic continental sedimentary basins of Siberia. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*, (10), 125—135 (in Russian).
- Kostyuchenko, S. L., & Morozov, A. F. (2007). Geological and geophysical images of the crust and upper mantle of the territory of Russia in maps and models. In: *Models of the Earth's crust and upper mantle based on the results of deep seismic profiling* (pp. 157—168). St. Petersburg: VSEGEI Publ. House (in Russian).
- Kremenetskiy, A. A., Ovchinnikov, L. N., & Borevskiy, L. V. (1987). Geologic-geophysical criteria of depth prediction according to the study ssrg-deep wells. In *Methods and practices of studies of the deep structure of the subsoil* (pp. 97—114). Leningrad: Nauka (in Russian).
- Krivitskiy, V. A. (2016). *Paradoxes of transmutation and development of the Earth, not obvious proofs*. Moscow: Scientific publishing center «Akademika», 240 p. (in Russian).
- Krylov, S. V. (1980). About the depths of Baikal earthquakes and self-defence factors. *Geologiya i geofizika*, (5), 83—97 (in Russian).
- Kuskov, O. L., & Kronrod, V. A. (2007). Composition, temperature and capacity of the lithosphere of the Archean craton Kaapvaal. *Fizika Zemli*, (1), 45—66 (in Russian).
- Kuskov, O. L., Kronrod, V. A., Prokofiev, A. A., & Pavlenkova, N. I. (2014). Petrological and geophysical models of the internal structure of the lithospheric mantle of the Siberian Craton. *Petrologiya*, 22(1), 21—49 (in Russian).
- Larin, V. N. (1995). *The hypothesis of the primordial hydridic Earth (new global concept)*. Moscow: Nedra, 101 p. (in Russian).
- Lebedev, E. B., Kadik, A. A., Zebrin, A. M., Dorman, A. M. (1989). Experimental study of the effect of water on elastic wave velocities of the deep rocks. *Doklady AN SSSR*, 309(5), 1090—1093 (in Russian).
- Lebedev, E. B., Pavlenkova, N. I., & Lukanin, O. A. (2017). Experimental study of the influence of water on the velocity of elastic waves in the dunite and serpentine (on the nature of the low-velocity zone in the upper mantle of the Earth). *Doklady AN*, 472(1), 1—4 (in Russian).
- Leonov, Yu. G. (1993). Tectonic criteria for the interpretation of the seismic reflectors in the lower crust of the continents. *Geotectonika*, (5), 4—15 (in Russian).
- Letnikov, F. A. (1999). Fluid facies of the continental lithosphere and problems of ore formation. In *Smirnov's Collection-99 (scientific-literary anthology)* (pp. 63—98). Moscow (in Russian).
- Letnikov, F. A. (2006). Fluid regime of endogenic processes and problems of ore genesis. *Geologiya i geofizika*, 47(12), 1296—1307 (in Russian).
- Luts, B. G. (1983). *Geochemistry of oceanic and continental magmatism*. Moscow: Nedra, 142 p. (in Russian).
- Luts, B. G. (1994). Magmatic geotectonics and problems of formation of continental and oceanic crust on the Earth. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*, (3), 5—14 (in Russian).
- Lukin, A. E., Shestopalov, V. M. (2018). From new geological paradigm to the problems of regional geological-geophysical survey. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(4), 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610> (in Russian).
- Makarenko, G. F. (1997). *Basalt periodicity, biocrisis, structural symmetry of the Earth*. Moscow: Geoinformmark, 98 p. (in Russian).
- Marakushev, A. A. (1999). Origin of the Earth and the nature of its endogenous activity. Moscow: Nedra, 253 p. (in Russian).
- Milanovskiy, E. E. (1984). *Problems of expansion and pulsation of the Earth*. Moscow: Nauka, 192 p. (in Russian).
- Nikolaev, A. V. (1972). *Seismic inhomogeneous and turbid environments*. Moscow: Nauka, 174 p. (in Russian).
- Nikolayevskiy, V. N. (1978). Mohorovichich's boundary as the maximum depth of the brittle-dilatancy state of rocks. *Doklady AN SSSR*, 249(4), 817—821 (in Russian).
- Nikolayevskiy, V. N. (1981). Fracturing and plasticity of the earth's crust. In *Questions of nonlinear geophysics* (pp. 54—71). Moscow: Edition of the All-Union Scientific Research Institute of Nuclear Geophysics and Geochemistry (in Russian).
- Pavlenkova, N. I. (1973). *Wave fields and models of*

- the earth's crust (continental type)*. Kiev: Naukova Dumka, 129 p. (in Russian).
- Pavlenkova, N. I. (1989). Kola well and its importance for deep seismic sounding. *Sovetskaya geologiya*, (6), 17—23 (in Russian).
- Pavlenkova, N. I. (1995). On the regional seismic boundary at the upper part of the mantle. *Fizika Zemli*, (12), 1—14 (in Russian).
- Pavlenkova, N. I. (2011). Rheological properties of the upper mantle of Northern Eurasia and the nature of regional boundaries according to super-long seismic profiles. *Geologiya i geofizika*, 52(9), 1287—1301 (in Russian).
- Pavlenkova, N. I., Kashubin, S. N., & Pavlenkova, G. A. (2016). The Earth's Crust of the Deep Platform Basins in the Northern Eurasia and their Origin. *Fizika Zemli*, 52(5), 770—784 (in Russian).
- Pavlenkova, N. I., & Pavlenkova, G. A. (2014). *Structure of the earth's crust and upper mantle of Northern Eurasia according to seismic profiling with nuclear explosions*. Moscow: GEOKART: GEOS, 192 p. (in Russian).
- Pavlenkova, N. I., Pogrebitskiy, Yu. M., & Romanuk, T. V. (1993). Seismic-density model of the crust and upper mantle of the South Atlantic Ocean on the Angola-Brazilian geotraverse. *Fizika Zemli*, (10), 27—38 (in Russian).
- Perchuk, L. L. (1987). Basification as magmatic substitution. In *Essays on physical and chemical Petrology* (pp. 39—64). Moscow: Nauka (in Russian).
- Pilipenko, V. N., Verpakhovskaya, A. O., Gize, P., & Pavlenkova, N. I. (2006). Formation of the image of the medium on the wave fields of DSS profile CINCA-95 (Chile). *Geofizika*, (6), 16—20 (in Russian).
- Pilipenko, V. N., Pavlenkova, N. I., Luosto, U., & Verpakhovskaya, A. O. (1999). Imaging environment on the seismograms of the deep sounding. *Fizika Zemli*, (7-8), 164—176 (in Russian).
- Pogrebitskiy, Yu. E., & Trukhalev, A. I. (2002). Origin of the deep basic-ultrabasic rocks — the key problem of the Mid-Atlantic ridge geology. In *The Russian Arctic: Geological History, Minerageny, and Geoecology* (pp. 49—61). St. Petersburg: Publ. of the All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (in Russian).
- Polyak, B. G. (1988). *Heat and mass advection from the mantle in major structures of the crust*. Moscow: Nauka, 192 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy, Yu. M. (1997). The main tectonic asymmetry of the Earth: the Pacific and the Atlantic segments and the relationship between them. In A. S. Perfiliev, & Yu. N. Rasnitsyn (Eds.), *Tectonic and Geodynamic Phenomena* (pp. 8—24). Moscow: Nauka (in Russian).
- Sakulina, T. S., Roslov, Yu. V., & Pavlenkova, G. A. (2009). Methods and results of processing of complex seismic surveys along the profile 2-AR (Barents-Kara shelf). *Fizika Zemli*, (3), 56—63 (in Russian).
- Solovieva, L. V., Vladimirov, B. M., Dneprovskaya, L. V., Maslovskaya, M. N., & Brant, C. B. (1994). *The kimberlites and kimberlitic rocks; the substance of the upper mantle beneath the ancient platforms*. Novosibirsk: Nauka, 256 p. (in Russian).
- Galperin, E. I., & Kosminskaya, I. P. (Eds.). (1964). *The structure of the earth's crust of the transition zone from the Asian continent to the Pacific Ocean*. Moscow: Nauka, 305 p. (in Russian).
- Morozov, A. F., Mezhelovskiy, N. I., & Pavlenkova, N. I. (Eds.). (2006). *The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Results of research on the EUROPROBE program*. Moscow: GEOKART, GEOS, Is. 2, 736 p. (in Russian).
- Salnikov, A. S. (Ed.). (2007). *The tectonic structure and structure of the crust of the Magadan sector of Russia on geological and geophysical data*. Novosibirsk: Nauka, 172 p. (in Russian).
- Syvorotkin, V. M. (2002). *Deep degassing of the Earth and global catastrophes*. Moscow: Geoinformtsentr, 250 p. (in Russian).
- Udintsev, G. B. (2000). Irregularity of the oceanic rifting and heterogeneity of the ocean floor. *Doklady RAN*, 372(5), 687—690 (in Russian).
- Udintsev, G. B., Pavlenkova, N. I., & Shlezinger, A. E. (2018). New trends in global oceanic crust tectonics. *Vestnik RAN*, 88(1), 88—92 (in Russian).
- Filonenko, V. P., & Pavlenkova, G. A. (2006). Some features of the earth's crust dynamics in the Okhotsk region. In *Geophysics of the XX1 century: 2005. Proceedings of the Seventh V. V. Fedynsky*

- session (pp. 101—107). Moscow: Nauchnyy Mir (in Russian).
- Frolova, T. I., & Burikova, I. A. (1997). *Magmatic formations of modern geotectonic environments*. Moscow: Publ. House of Moscow State University, 320 p. (in Russian).
- Leonov, Yu. G., Kissin, I. G., Rusinov, V. L. (Eds.) (2006). *Fluids and Geodynamics Geological Institute of RAS*. Moscow: Nauka, 283 p. (in Russian).
- Shen, E. L. (1984). Earth expansion as a result of its global structure formation. In E. E. Milanovskiy (Ed.), *Problems of the Earth's expansion and pulsation* (pp. 180—185). Moscow: Nauka (in Russian).
- Allen, R. B., & Tucholke, B. E. (1981). Petrology and indications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Geology*, 9(10), 463—468. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<463:PAIOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<463:PAIOCR>2.0.CO;2).
- Araki, H., Tazawa, S., Noda, H., Ishihara, Y., Gossens, S., Sasaki, S., Kawano, N., Kamiya, I., Otake, H., Oberst, J., & Shum, C. (2009). Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT laser altimetry. *Science*, 323, 545—557. doi: 10.1126/science.1164146.
- Artemieva, I. M., & Mooney, W. D. (2001). Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research*, 106(B8), 16 387—16 414. <https://doi.org/10.1029/2000JB900439>.
- Asada, T., & Shimamura, H. J. (1976). Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by long shot experiment. In *Geophysics of the Pacific Oceans Basin and Its Margin* (pp. 135—154). Geophysical Monograph 19. American Geophysical Union.
- BABEL Working Group. (1993). Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profile A and B in the southern Baltic Sea. *Geophysical Journal International*, 112(3), 325—343. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb01173.x>.
- Begg, G., Griffin, W. L., Natapov, L. M., O'Reilly, S. Y., Grand, S. P., O'Neill, C. J., Hronsky, J. M., Poudjom Djomani Y., Swain, C. J., Deen, T., & Bowden, H. (2009). The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1), 23—50. <https://doi.org/10.1130/GES00179.1>.
- Berry, A. J., Danyushevsky, L. V., O'Neill, H. St. C., Newville, M., & Sutton, S. R. (2008). Oxidation state of iron in komatiitic melt inclusions indicates hot Archaean mantle. *Nature*, 455, 960—963. <https://doi.org/10.1038/nature07377>.
- Bijwaard, H., Spakman, W., & Engdahl, E. R. (1998). Closing the gap between regional and global travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), 30055—30078. <https://doi.org/10.1029/98JB02467>.
- Blyuman, B. (2018). Rare Earth Elements in Rocks of the Mantle and Crust of Continents and Oceans: Geodynamic Consequences. *NCGT Journal*, 6(3), 416—434.
- Bostock, M. G. (1997). Anisotropic upper-mantle stratigraphy and architecture of the Slave craton. *Nature*, 390, 392—395. <https://doi.org/10.1038/37102>.
- Boyd, F. R., Pokhilenko, N. P., Pearson, D. G., Mertzman, S. A., Sobolev, N. V., & Finger, L. W. (1997). Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128(2-3), 228—246. <https://doi.org/10.1007/s004100050305>.
- Brune, J. N., & Singh, D. D. (1986). Continent-like crustal thickness beneath the Bay of Bengal sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1), 191—203.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S., & BREFORT, D. (1995). Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity. *Geophysical Journal International*, 122(3), 899—924. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06845.x>.
- Choi, D. R., & Pavlenkova, N. I. (2009). Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure. *NCGT Newsletter*, (50), 46—54.
- Clowes, R. M., Hammer, P., Fernández-Viejo, G., & Welford, J. K. (2005). Lithospheric structure in northwestern Canada from Lithoprobe seismic refraction and related studies: a synthe-

- sis. *Canadian Journal of Earth Science*, 42(6), 1277—1293. <https://doi.org/10.1139/e04-069>.
- Dick, H. J., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., ... Yoshinobu, A. (2000). A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 31—51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00102-3).
- Doncet, L. S., Peslier, A. H., Ionov, D. A., Brandon, A. D., Golovin, A. V., Goncharov, A. G., & Ashchepkov, I. V. (2014). High water contents in the Siberian cratonic mantle linked to metasomatism an FTIR study of Udachnaya peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 137, 159—187. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.04.011>.
- Downes, H. (1997). Shallow continental lithospheric mantle heterogeneity — petrological constraints. In K. Fuchs (Ed.), *Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology* (pp. 295—308). Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Downes, H. (1993). The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Physics of the earth and planetary interiors*, 79(1-2), 195—218. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90148-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90148-3).
- Elton, D. (1987). Petrology of gabbroic rock from Mid-Cayman Rise Spreading Center. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 658—682. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00658>.
- Fernández Viejo, G., & Clowes, R. M. (2003). Lithospheric structure beneath the Archaean Slave Province and Proterozoic Wopmay orogen, Northwestern Canada, from a LITHOPROBE refraction/wide angle reflection survey. *Geophysical Research Letters*, 153(1), 1—19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01807.x>.
- Funck, T., Jackson, H. R., & Shimeld, J. (2011). The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin, results from a seismic refraction experiment. *Journal of Geophysical Research*, 116, B12101. [doi:10.1029/2011JB008411](https://doi.org/10.1029/2011JB008411).
- Gaina, C., Werner, S., Saltus, R., Maus, S. and the CAMP-GM group. (2011). Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. *Geol. Soc., London. Memoirs*, 35, 39—48. [doi: 10.1144/M35.3](https://doi.org/10.1144/M35.3).
- Gaggero, L., & Cortesogno, L. (1997). Metamorphic evolution of oceanic gabbro: recrystallisation from subsolidus to hydrothermal condition in the MARK area (ODP LEG 153). *Lithos*, 40(2-4), 105—131. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(97\)00006-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00006-6).
- Gilat, A., & Vol, A. (2005). Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes. *HAIT Journal of Science and Engineering B*, 2(1-2), 125—167.
- Gohl, K., & Uenzelmann-Neben, G. (2001). The crustal role of the Agulhas Plateau, south Indian Ocean: evidence from seismic profiling. *Geophysical Journal International*, 144(3), 632—646. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01368.x>.
- Gossler, J., & Kind, R. (1996). Seismic evidence for very deep roots of continents. *Earth and Planetary Science Letter*, 138(1-4), 1—13. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00215-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00215-X).
- Grad, M., & Luosto, U. (1987). Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland. *Annales geophysicae. Series B*, 639—649.
- Griffin, W. L., & O'Reilly, S. Y. (2007). Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted? *Episodes*, 30(1), 43—53.
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Afonso, J. C., & Begg, G. C. (2008). The composition and evolution of lithospheric mantle, a re-evaluation and its tectonic implication. *Journal of Petrology*, 50(7), 1185—1204. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn033>.
- Haak, V., & Hutten, V. R. S. (1986). Electrical resistivity in continental lower crust. In J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall, & K. H. Wedepohl (Eds.), *The nature of the Lower Continental Crust* (pp. 35—49). Geol. Soc., London, Spec. Publ., 24.
- Hales, A. L. (1969). A seismic discontinuity in the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(1), 44—46. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90009-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90009-0).
- Hilgenberg, O. C. (1966). Earth expansion, deep-sea trenches and the inclination of the shelf-sea floors. *News Jahrbuch fur Geologie und Palaeontologie, Monatshefte*, 3, 138—14.
- Hoshino, M. (2014). *The history of micro-expanding*

- Earth. History of the Earth from viewpoint of Sea Level Rise*. E. G. Service Press, Sapporo, Japan. 234 p.
- Ionov, D. A., Doucet, L. S., Ashchepkov, I. V. (2010). Composition of the lithospheric mantle in the Siberian Craton: new constraints from fresh peridotites in the Udachnaya-East kimberlite. *Journal of Petrology*, 51(11), 2177—2210. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq053>.
- Ishikawa, A., Pearson, D. G., & Dale, Ch. W. (2011). Ancient Os isotope signatures from Ontong Java Plateau lithosphere: Tracing lithosphere accretions history. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2), 159—170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.034>.
- James, D. E., Boyd, F. R., Schutt, D., Bell, D. R., & Carlson, R. W. (2004). Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(1). doi: 10.1029/2003GC000551.
- James, K. (2011). Continent below the oceans: how much and how far? The future for deepwater exploration (and geopolitics). *Oil and Gas Journal*, 109(10), 22—29.
- James, N., & Singh, D. D. (1986). Continent-like crustal thickness beneath the Bay of Bengal sediments. *Bulletin of Seismological Society of America*, 76(1), 191—203.
- Jones, A. G. (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust. In D. M. Fountain, R. Arculus, & R. W. Kay (Eds.), *Continental lower crust. Development in Geotectonics* (pp. 81—143). Elsevier.
- Jordan, T. H. (1979). The deep structure of the continents. *Scientific American*, 240, 70—82.
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). Travel-times for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429—465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>.
- Kern, H. M. (1993). Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 79(1-2), 113—136. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90145-Y](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90145-Y).
- Korhonen, J. V., Fairhead, J. D., Hamoudi, M., Hemant, K., Lesur, V., Manda, M., Maus, S., Purucker, M., Ravat, D., Sazonova, T., & Thébault, E. (2007). *Magnetic Anomaly Map of the World*. 1: 50 000 000. Printed by the Geological Survey of Finland.
- Korja, A., Korja, T., Luosto, U., & Heikkinen, P. (1993). Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield — implication for Precambrian crustal evolution. *Tectonophysics*, 219, 129—152.
- Kuskov, O. L., Kronrod, V. A., Prokofyev, A. A., & Pavlenkova, N. I. (2014). Thermo-chemical structure of the lithospheric mantle underneath the Siberian craton inferred from long-range seismic profiles. *Tectonophysics*, 615-616, 154—166. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.006>.
- Lambert, I. B., & Wyllie, P. J. (1970). Low-velocity zone of the Earth's mantle: incipient melting caused by water. *Science*, 169, 764—766. doi: 10.1126/science.169.3947.764.
- Lehmann, I. (1959). Velocities of longitudinal waves in the upper part of the Earth's mantle. *Annals of Geophysics*, 15, 93—118.
- Leven, J. H., Jackson, I., & Ringwood, A. E. (1981). Upper mantle seismic anisotropy and lithosphere decoupling. *Nature*, 289, 234—239.
- Chen, L. (2010). Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120(1-2), 96—115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.007>.
- Liu, Ch.-Z., Snow, J. E., Hellebrand, E., Brüggemann, G., von der Handt, A., Büchl, A., & Hofmann, A. (2008). Ancient highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic ocean. *Nature*, 452, 311—316.
- Luosto, U., Flueh, E. R., Lund, C.-E. & Working Group. (1989). The crustal structure along the Polar Profile from seismic refraction investigation. *Tectonophysics*, 162(1-2), 51—85. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90356-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90356-9).
- Menzies, M., & Chazot, G. (1995). Fluid processes in diamond to spinel facies shallow mantle. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 387—415. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00018-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00018-5).
- Mooney, W. D. (2007). Crust and Lithospheric Structure — Global Crustal Structure. In B. Romanowicz & A. Dziewonski (Eds.), *Treatise on*

- Geophysics* (Vol. 1, pp. 361—417). Elsevier.
- Operto, S., & Charvis, P. (1996). Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean-bottom seismometer wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 101, 25077—25103. <https://doi.org/10.1029/96JB01758>.
- O'Reilly, S. Y., & Griffin, W. L. (2006). Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. *Tectonophysics*, 416(1-4), 289—309. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.014>.
- O'Reilly, S. Y., Zhang, M., Griffin, W. L., Begg, G., & Hronsky, J. (2009). Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical «mantle reservoir» problem? *Lithos*, 112, 1043—1054. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.028>.
- Pavlenkova, N. I. (2012). Crust and mantle structural evidences of the Earth expansion. In G. Scalera (Ed.), *The Earth expansion evidence. Challenge for geology, geophysics and astronomy* (pp. 91—100). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome.
- Pavlenkova, N. I. (1996). Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. In R. Dmowska, & B. Saltzman (Eds.), *Advances in Geophysics* (Vol. 37, pp. 1—132). Academic Press Inc.
- Pavlenkova, N. I. (2015). Degassing and expanding Earth: new model of global tectonics. *NCGT Journal*, 3(4), 489—515.
- Pavlenkova, N. I. (2017). Deep structure of continents and oceans and their origin. *NCGT Journal*, 5(4), 486—499.
- Pavlenkova, N. I., & Zverev, S. M. (1981). Seismic model of Iceland's Crust. *Geologische Rundschau*, 70(1), 271—281. <https://doi.org/10.1007/BF01764327>.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J., & Johnson, J. R. (1993). Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3), 267—280. <https://doi.org/10.1029/93RG01249>.
- Porcelli, D., & Turekian, K. K. (2003). The history of planetary degassing as recorded by noble gases. In R. F. Keeling (Ed.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 4, pp. 281—318). Elsevier.
- Pratt, D. (2013a). Palaeomagnetism, plate motion and polar wander. *NCGT Journal*, 1(1), 66—152.
- Pratt, D. (2013b). Paleomagnetism, polar wander and global tectonics: some controversies. *NCGT Journal*, 1(3), 103—117.
- Richardson, K. R., Smallwood, J. R., White, R. S., Snyder, D. B. & Maguire, P. K. H. (1998). Crustal structure beneath the Faeroe Islands and the Faeroe-Iceland Ridge. *Tectonophysics*, 300(1-4), 159—180. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00239-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00239-X).
- Schimschal, C. V., & Jokat, W. (2018). The crustal structure of the continental margins in east of the Falklands Islands. *Tectonophysics*, 724, 234—253. doi: 10.1016/j.tecto.2017.11.034.
- Shanon, R. M., Jacob, A. W. B., Makris, J., O'Reilly, B., Hauser, F. & Vogt, U. (1994). Basin evolution in the Rockoll region, North Atlantic. *First break*, 12(10), 515—522. doi: 10.3997/1365-2397.1994031.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetzky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripjat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212(3), 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Storetvedt, K. (1997). *Our evolving planet: Earth history in new perspective*. Bergen, Norway: Alma Mater, 456 p.
- Suckro, S. K., Gohl, K., Funck, Th., Heyde, I., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., Gerlings, J., Damm, V. & Jokat, W. (2012). The crustal structure of southern Baffin Bay: implications from a seismic refraction experiment. *Geophysical Journal International*, 190(1), 37—58. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05477.x.
- Thybo, H., & Perchuc, E. (1997). The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle. *Science*, 275, 1626—1629.
- Tsunoda, F. (2007). Origin of the Central Honshu Arc and the Izu Ridge, Japan. *NCGT Journal*, 4(2), 174—193.

- Vinnik, L. P., Green, R. W. E., Nicolausen, L. O., Kosarev, G. L., & Petersen, N. V. (1996). Deep structure of the Kaapvaal Craton. *Tectonophysics*, 262, 67—75.
- Vinnik, L., Oreshin, S., Kosarev, G., & Makeyeva, L. (2009). Mantle anomalies beneath southern Africa: evidence from seismic S and P receiver functions. *Geophysical Journal International*, 179(1), 279—298.
- Walter, M. J. (1998). Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60.
- Wang, Yi., Wen, L., & Weidner, L. (2008). Upper mantle SH and P-velocity structures and compositional models beneath southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 596—608.
- Williams, Q., & Hemley, R. J. (2001). Hydrogen in the deep Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 365—418.
- Yano, T. (2014). Tectonic development of the Pacific Ocean and its periphery: a constraint on large-scale rotations of lithospheric blocks. *NCGT Journal*, 2(2), 54—68.