

УДК 550.34.06: 551.24

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ КОРОМАНТИЙНОЙ ГРАНИЦЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ДОКЕМБРИЙСКОГО КООБРАЗОВАНИЯ

© 2016 г. М.В. Минц

*Геологический институт РАН, г. Москва, Россия*

Статья предваряется кратким обзором существующих представлений о природе коромантийной границы и нижней коры, сравнение сейсмических образов которых в основании древних кратонов позволяет выделить и охарактеризовать структурно-морфологические типы коромантийной границы, связав их особенности с геологическим строением и геологической историей кратонов.

Резкие или частично диффузные гладкие субгоризонтальные границы подстилают кору, сформированную или преобразованную в результате явлений мантийно-плюмового типа. С этими же процессами, по-видимому, связано и возникновение диффузной коромантийной границы. Однако в таком случае расплавы более или менее беспрепятственно перемещались к поверхности, и преобразование коры было связано исключительно с интенсивным высокотемпературным метаморфизмом. Зубчатые границы формируются в обстановке латеральных перемещений тектонических пластин коры и мантии.

**Ключевые слова:** сейсмические образы коры, коромантийная граница, сейсморазведка методом отраженных волн, геодинамика, докембрий.

### Существующие представления о природе нижней коры и коромантийной границы

Открытие раздела Мохо состоялось столетие назад, однако до сих пор происхождение и условия формирования этого раздела и маркируемой им границы между корой и мантией остаются одной из главных проблем в изучении литосферы (см., например, [Carbonell, Levander, Kind, 2013; Prodehl et al., 2013]). Исторически сложилось так, что термины “коромантийная граница” и “раздел Мохо” многими авторами рассматриваются как взаимозаменяемые, в то время как они синонимами не являются.

Раздел Мохо был выявлен повсеместно под континентами в результате исследований с использованием пологих сейсмических лучей на базе преломленных волн (метод ГСЗ) и отраженных волн от удаленных землетрясений (МОВЗ). Этот раздел – геофизический образ воображаемой непрерывной и плавно изгибающейся поверхности планетарного ранга, при пересечении которой скорость продольных волн более или менее скачкообразно возрастает от 6.9–7.4 до 8.0–8.2 км/с [Christensen, Mooney, 1995], и представляет собой усредненный сглаженный образ границы между корой и мантией Земли.

Открытие раздела Мохо обозначило границу между породами на поверхности Земли (их стали называть земной корой) и залегающими на глубине мантийными породами, имеющими более высокую плотность. Оценки скорости прохождения акустического сигнала и плотности геологической среды показывают, что мантийные породы могут быть либо ультрамафитами, либо метаморфизованными при повышенных давлениях мафитовыми породами (эклогитами). С другой стороны, по составу и происхождению протолиты эклогитов являются породами земной коры.

В свою очередь, коромантийная граница – это комплексный геологический феномен, совмещающий сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры, мантии и переходной зоны, а также о структурных особенностях границы между корой и мантией.

За столетие, прошедшее после открытия в 1909 г. Андреем Мохоровичичем раздела, названного его именем, представления о геологической природе нижней коры и коромантийной границы существенно расширились. Исключительно важную роль в совершенствовании наших знаний о составе пород в мантии и на нижних уровнях земной коры сыграли исследования глубинных ксенолитов, которые выносятся к поверхности кимберлитовыми и щелочно-базальтовыми магмами [Rudnick, Fountain, 1995]. Популярно представление о том, что поверхность Мохо является зоной тектонического срыва на всем своем протяжении [Леонов, 1993]. Анализ характеристик отражений и общетеоретических моделей происхождения и строения литосферы позволяет предполагать гетерогенность этой границы [Леонов, 1993; Cook, 2002].

Скоростные и связанные с ними плотностные модели земной коры предполагают разделение коры на субгоризонтальные “слои” различного состава и уровня метаморфизма [Christensen, Mooney, 1995; Павленкова, 1999]. Наиболее популярна трехслойная модель, в которой выделяются верхняя, средняя и нижняя кора. При этом скорость сейсмических волн и плотность пород закономерно возрастают от верхней коры к нижней. Для трёх выделяемых слоев часто используются наименования, указывающие на состав пород, наиболее близко отвечающий оценкам скорости акустического сигнала и плотности пород – “гранитный”, “диоритовый” и “базальтовый” (или “гранулит-базитовый”). Следует заметить, что, несмотря на условный характер этих наименований [Belousov, 1960], некоторые авторы вплоть до настоящего времени воспринимают их буквально.

По мере совершенствования техники получения и обработки данных разрабатывались модели коры, сформированные бóльшим числом субгоризонтальных слоев и линзообразных тел варьирующей мощности с разными скоростными и плотностными характеристиками. Опираясь на эти модели, авторы пытаются распознать состав горных пород или горнопородных ассоциаций, слагающих отдельные “слои” в коре (см., например, [Korsman et al., 1999; Mooney, Prodehl, Pavlenkova, 2002; Kuusisto et al., 2006; Thybo, Artemieva, 2013]). Понятно, что такие модели в отношении принципиального подхода к геологической интерпретации не отличаются от предшествующих моделей субгоризонтально расслоенной коры.

В 70–80-е годы прошлого века на континентах были проведены масштабные глубинные исследования на базе отраженных волн с применением виброисточников (проекты *Moine and Outer Isles Seismic Traverse (MOIST)* [Brewer, Smythe, 1984; Flack, Warner, 1990]; *Consortium for Continental Reflection Profiling (COCORP)* [Oliver et al., 1976]; *Deutsches Kontinentales Reflexions seismisches Programm (DEKORP)* [Behr, Heinrichs, 1987]). В настоящее время этот метод получил признание и широко используется. Исследования в субвертикальных лучах с использованием отраженных волн выявили тонкую структуру коромантийной границы; раздел Мохо стал рассматриваться как переходная зона между корой и мантией с меняющейся мощностью, достигающей нескольких километров [Braile, Chiang, 1986].

Сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений) докембрийских кратонов демонстрируют широкие вариации структурных характеристик докембрийской коры и преобладание наклонных поверхностей раздела. Вариации особенностей сейсмического образа залегающей в основании докембрийской коры коромантийной границы демонстрируют определенную зависимость от строения и истории формиро-

вания коры (см., например, [BABEL Working Group, 1990; Abramovitz, Thybo, Berthelsen, 1997; White et al., 2000; Van der Velden, Cook, 2005; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Mints et al., 2009; Минц и др., 2010; Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010; Минц, 2011]). Коромантийная граница, как правило, достаточно отчетливо прослеживается по смене умеренно или интенсивно отражающей нижней коры мантийной областью, которая акустически относительно прозрачна [Cook et al., 2010; Минц, 2011; Mints et al., 2015]. Нижняя кора на картинах сейсмических отражений обычно отождествляется с зоной многократных субгоризонтальных интенсивных отражений (зоной рефлексивити), которая во многих случаях, но далеко не повсеместно, непосредственно перекрывает коромантийную границу. Детальный обзор этого явления опубликован в [Mooney, Meissner, 1992], где представлено большое число моделей происхождения нижнекоровых отражений и их критические оценки. Контрасты акустической жесткости могут возникать при разных обстоятельствах, в частности, в расслоенных пачках метаморфических пород меняющегося состава; как следствие скоростной анизотропии; при участии пологих тектонических нарушений, совмещающих породы различного состава; в пограничных между корой и мантией зонах пластичного сдвига, где условия возникновения отражений связаны с сейсмической анизотропией в зоне сдвига; в результате послойного размещения жидкости (флюида), находящейся под высоким давлением. Модель Е.И. Суетновой с соавторами [Suetnova, Carbonell, Smithson, 1993] связывает тонкую сейсмическую расслоенность нижней коры с возникновением послойных зон частичного плавления. В качестве геологического образа зоны рефлексивити наиболее популярна модель “расслоенной нижней коры”, которая формируется в условиях растяжения, сопровождаемого послойными интрузиями мафитовых мантийных магм [Holliger, Levander, 1994]; при этом контрасты акустической жесткости возникают по границам мафитовых интрузивов и пород коры. Модели, предполагающие участие в строении нижней коры геологических тел разной морфологии, существенно различающихся по составу, поддержаны результатами сейсмического моделирования (см., например, [Hurich, Smithson, 1987]).

В отличие от моделей субгоризонтально расслоенной коры, в которых подчеркивалось отсутствие (или слабость) взаимосвязей между наблюдаемыми на дневной поверхности геологическими структурами и глубинными “слоями”, картины сейсмических отражений с широко представленными наклонными отражателями удалось надежно объединить с геологическими картами в рамках единых объемных моделей. Наибольшие достижения в этом направлении были получены при реализации крупных региональных программ ЛИТОПРОБА в Северной Америке [Cook et al., 2010; Hammer et al., 2010] и проекта 1-ЕВ Программы глубинных исследований Агентства РОСНЕДРА на Восточно-Европейском кратоне [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015].

Исследования глубинного строения Североамериканского кратона, проведенные по программе ЛИТОПРОБА на территории около 20 млн кв. км, были привязаны к 10 ключевым регионам (трансектам). В их пределах сейсмическими методами, основанными на регистрации преломленных волн, отработано более 18 тыс. км профилей. Многие из этих профилей совпали с профилями МОВ-ОГТ (или были близки к ним), а также с профилями (или участками профилей), отработанными другими геофизическими методами. Общая протяженность профилей МОВ-ОГТ составила более 12 тыс. км на суше и около 10 тыс. км на прилегающих акваториях. В результате этих исследований для ключевых регионов были получены исключительные по детальности сейсмические данные. Канадские исследователи [Cook et al., 2010] специальное внимание уделили интерпретации сейсмического образа коромантийной границы. Модель литосферы североамериканского континента была представлена в виде системы сейсмогео-

логических разрезов в рамках региональных трансектов. Соединение разрезов с неизбежными пробелами образовало три литосферных сечения – Трансконтинентальны, Северо-западный и Северо-восточный профили (*Trans-Continental, Northwestern and Northeastern Profiles*), суммарная протяженность которых составила около 6 тыс. км [Hammer et al., 2010].

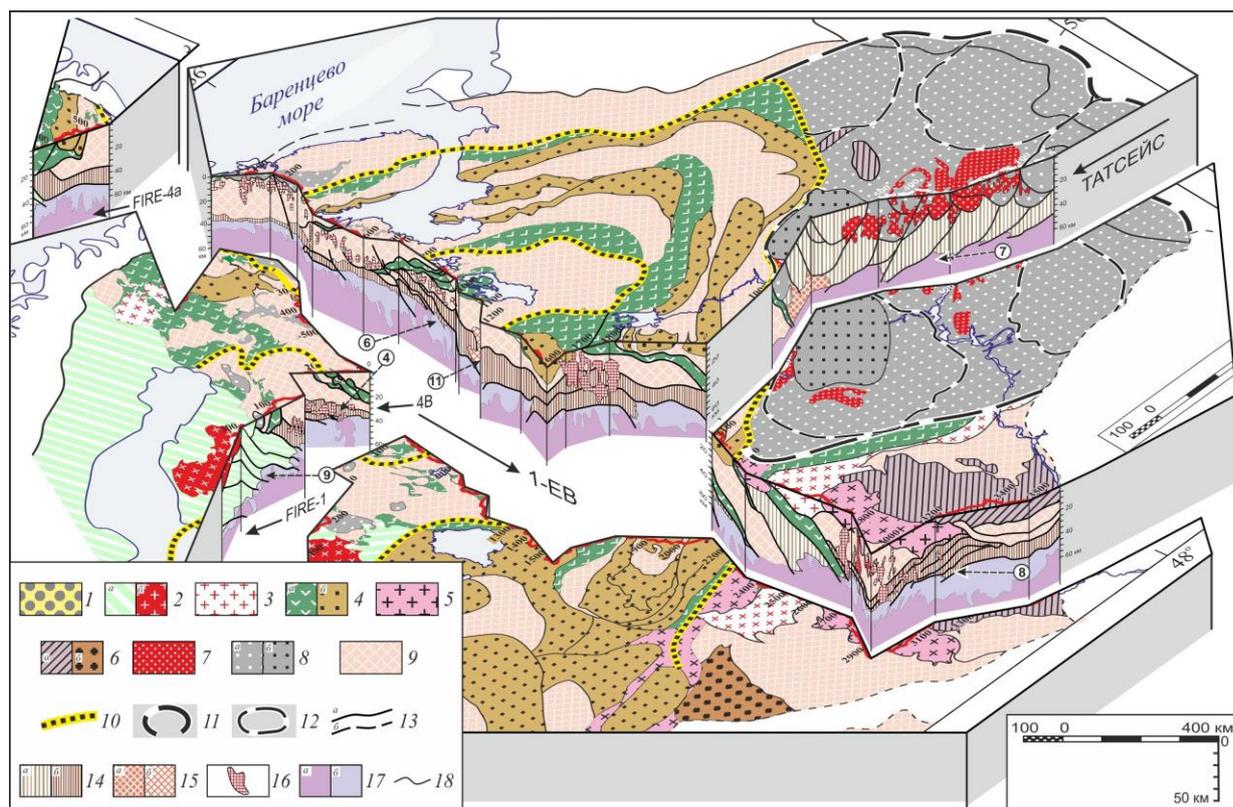
Реализованная Агентством РОСНЕДРА на территории Восточно-Европейского кратона программа глубинных исследований в отличие от программы ЛИТОПРОБА имела своего рода стержень – геотраверс 1-ЕВ протяженностью 4 тыс. км. Этот отработанный с использованием МОВ-ОГТ геотраверс практически без разрывов пересек огромную территорию от Кольской сверхглубокой скважины на севере до Каспийского моря на юге; на него были “нанизаны” наиболее детально исследованные регионы

Дополнительная информация о глубинном строении Восточно-Европейского кратона была получена на ряде других профилей, таких как геотраверс ТАТСЕЙС, профили 4В, ERSU-2003-2005, Урсейс, некоторые профили проекта FIRE на территории Финляндии, украинский профиль DOBRE. Общая протяженность перечисленных профилей составила около 2000 км [Стовба и др., 2006; Kukkonen, Lahtinen, 2006; Минц и др., 2010; Mints et al., 2015]. Совместный анализ геологических данных и результатов геофизических исследований по геотраверсам и профилям МОВ-ОГТ создал основу для объединения региональных моделей коры и верхней мантии в интегральную объемную модель глубинного строения Восточно-Европейского кратона. В этой модели (рис. 1) взаимно увязаны геологические карты и результаты интерпретации картин сейсмических отражений по геотраверсам и профилям для Восточно-Европейского кратона в целом и наиболее важных (“ключевых”) его регионов [Минц и др., 2010; Mints, 2014; Mints et al., 2015].

Глубинное строение Австралийского кратона частично охарактеризовано в рамках действующего в настоящее время проекта ANSIR [Kennett et al., 2013].

Объемные модели коры и верхней части литосферной мантии стали принципиально новой основой для исследования сейсмических образов нижней коры и коромантийной границы в основании Североамериканского и Восточно-Европейского кратонов. Благодаря тесной увязке геологических объектов в глубинах коры и в верхней части литосферной мантии, а также латеральных вариаций строения коромантийной границы с геологическими образованиями на дневной поверхности была создана принципиально новая база для обсуждения глубинного строения коры, геодинамических обстановок, тектонических и термальных событий в истории формирования кратонов, запечатленных в сейсмических образах.

К настоящему времени опубликованы немногочисленные работы, авторы которых попытались совместить в рамках общих моделей глубинного строения данные сейсмопрофилирования в пологих лучах (скоростно-плотностные модели) и в субвертикальных лучах на базе отраженных волн (структурно-геологические модели), в частности, вдоль ряда профилей программы ЛИТОПРОБА [Cook et al., 2010], а также профилей POLAR, HUKKA и FIRE-4 в Финляндии [Janik et al., 2009]. По заключению Т. Яника с соавторами [Janik et al., 2009], имеется некоторая общая согласованность скоростно-плотностной и геологической моделей. Однако, оценивая полученный результат с “менее примирительной” позиции, я полагаю, что комплексная модель, по существу, демонстрирует субгоризонтальную расслоенность коры, на которую выборочно наложены некоторые из структурных направлений, заимствованных из картины сейсмических отражений.



**Рис. 1.** Объемная модель раннекембрийской коры Восточно-Европейского кратона (по [Минц и др., 2010; Mints et al., 2015] с изменениями). Черные стрелки – положение геотравверсов 1-ЕВ, ТАТСЕЙС и профилей 4В, FIRE-1, FIRE-4а, вдоль которых представлены сечения коры; штриховые – участки сечений, сейсмические образы которых представлены на рис. 4, 6–9, 11

1–13 – геологические комплексы и тектонические нарушения, показанные на уровне поверхности фундамента (осадочный чехол снят): 1 – мезо-неопротерозой (1.2–0.95 млрд лет); 2–4 – поздний палеопротерозой (около 2.0–1.8 млрд лет): 2 – Свекофеннский аккреционный ороген: аккреционный комплекс (а), Центрально-Финляндский гранитоидный комплекс (б); 3 – активные окраины, 4 – внутриконтинентальные коллизионные орогены: осадочно-вулканогенные пояса низкого уровня метаморфизма (а), гранулитогнейсовые пояса (б); 5–6 – средний палеопротерозой (около 2.3–2.1 млрд лет): 5 – активные окраины, 6 – внутриконтинентальные коллизионные орогены: гнейсо-сланцевые пояса и осадочное выполнение депрессий (а), гранулитогнейсовые пояса (б); 7–9 – архей (3.3–2.5 млрд лет): 7–8 – Волго-Уралья: 7 – Бакалинские гранитоиды, 8 – гранулитогнейсовые комплексы (показаны контуры овоидов) (а), мафитультрамафитовые интрузивы и гранулиты нижнекорового типа (б), 9 – гранит-зеленокаменные области коры, в том числе комплексы пород, переработанных в палеопротерозое и включения собственно палеопротерозойских пород; 10–13 – тектонические границы: 10 – палеопротерозойского Лапландско–Среднерусско–Южно-Прибалтийского внутриконтинентального орогена, 11 – Волго-Уральского кратона (ареала гранулитового метаморфизма и высокотемпературного магматизма), 12 – овоидных структур Волго-Уральского кратона, (а – установленные, б – предполагаемые). 14–18 – геологические комплексы и тектонические нарушения на глубинных разрезах: 14 – гранулит-базитовые комплексы нижнекорового типа, проявленные в виде зоны рефлексивити (а – неоархейские, б – палеопротерозойские); 15 – акустически гомогенные области, преимущественно образованные породами гранулитовой фации (а – неоархейские, б – палеопротерозойские); 16 – гранитоидные плутоны; 17 – литосферная мантия (а) и предполагаемая коромантийная смесь (б); 18 – тектонические границы преимущественно надвигоподдвигового типа

Альтернативной подобным попыткам является идея о принципиальной независимости моделей субгоризонтальной расслоенности коры и моделей геологического строения, опирающихся на картины сейсмических отражений. Исследование этой проблемы на материалах сейсмических наблюдений в районе Кольской сверхглубокой скважины привели нас к заключению, что рисунок наклонных сейсмических отражений достаточно корректно отображает разрез палеопротерозойских вулканических толщ Печенгской структуры, тогда как граница Конрада (элемент субгоризонтальной скоростной расслоенности) и сопряженные с нею субгоризонтальные отражения обязаны своим происхождением особенностям современного напряженного состояния коры [Милиц и др., 1987а, б]. Следует специально подчеркнуть, что субгоризонтальные сейсмические границы в коре никогда не достигают дневной поверхности, вне зависимости от типа и интенсивности тектонических перемещений в коре – блокового, складчатого или покровно-надвигового. Это можно объяснить единственным образом. Такие границы возникают в консолидированной коре, приблизительно следуя дневной поверхности (отклоняясь от “генерального” положения в результате разнообразных дополнительных воздействий на кору тепловых и флюидных потоков, тектонических напряжений, вариаций литостатического давления в различных по составу разрезах коры и т.п.), и перемещаются внутри коры при тектонических движениях, восстановлении изостатического равновесия, эрозионном удалении верхней части коры и т.п.

О связи субгоризонтальной расслоенности коры с её современным состоянием (распределение напряжений, тепловые и флюидные потоки и т.п.) свидетельствуют результаты исследования реологии геоматериалов и закономерностей формирования глобальной трещиноватости земной коры. Расчеты, выполненные в предположении, что кора образована преимущественно гранитоидными породами близкого состава, обнаружили поразительное соответствие скоростных сейсмических границ границам областей коры с разными типами разрушения пород, зависящими также от хода региональной геотермы [Николаевский, 2014].

Наконец, при сопоставлении сечений комплексной трехмерной геофизической модели земной коры и верхней части мантии на юго-востоке Фенноскандинавского щита по профилям МОГТ 4В, FIRE-1 и FIRE-3-3А с геологическими разрезами по ним, построенными в результате интерпретации сейсмических образов коры, было показано [Glaznev et al., 2015], что,

во-первых, субгоризонтальная плотностная расслоенность континентальной коры накладывается на ранее сформированную геологическую структуру, плотностная дифференциация пород с глубиной уменьшается; особенности плотностной расслоенности в преобладающей степени определяются современным и относительно недавним состоянием коры, но могут быть нарушены в результате более поздних деформаций;

во-вторых, представления о нижней коре континентов как о зоне рефлексивности и слое значительно повышенной плотности и скорости не являются эквивалентными: нижняя кора – это наиболее глубинный и наиболее высокоплотный элемент субгоризонтальной плотностной расслоенности, а сейсмический образ зоны рефлексивности, в свою очередь, преимущественно связан с процессами преобразования коры в результате магматического андер- и интерплейтинга в обстановках рифтогенного растяжения и мантийно-плюмовой активности;

в-третьих, высокий уровень уплотнения пород в коре под воздействием литостатической нагрузки невозможно объяснить на уровне “простых” представлений о метаморфизме и/или об уплотнении и компактизации пород, базирующихся на лабораторных исследованиях образцов и расчетных моделях, что свидетельствует о существовании

дополнительных и весьма мощных механизмов, которые обеспечивают обратимые изменения горных пород.

Завершая краткий обзор, можно констатировать, что к настоящему времени сформировались два главных направления геологической (и, соответственно, геодинамической и тектонической) интерпретации данных сейсмопрофилирования вдоль протяженных геотраверсов, различающиеся теоретическим подходом, методом получения информации и практической направленностью:

1. Выделение системы субгоризонтальных сейсмических границ в коре (включая раздел Мохо) и соответствующих моделей её скоростной и плотностной расслоенности, получаемых на базе преломленных или отраженных волн в пологих лучах на больших разносах (материалы ГСЗ, МОВЗ и родственных методов). Особенности их морфологии и распространения указывают на формирование под воздействием факторов современного состояния;

2. Разработка геологических (или сейсмогеологических) моделей, которые являются продуктом интерпретации сейсмических образов коры, полученных с использованием отраженных волн (ОГТ и родственные методы) в субвертикальных лучах с многократным перекрытием. Сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений) по особенностям структурного рисунка сопоставимы с характеристиками геологического строения, которые получены в результате геологических исследований на уровне дневной поверхности.

Модели, характеризующие состояние коры в условиях современных тепловых потоков, литостатических и тектонических напряжений и т.п., крайне важны при обсуждении проблем сейсмоопасности, состояния коллекторов, миграции углеводородов и других не менее важных проблем. Однако в том, что касается геологического строения коры, сформировавшегося в течение миллионов и миллиардов лет, эти модели по преимуществу рассматривают явления, накладывающиеся на ранее сложившуюся геологическую структуру коры.

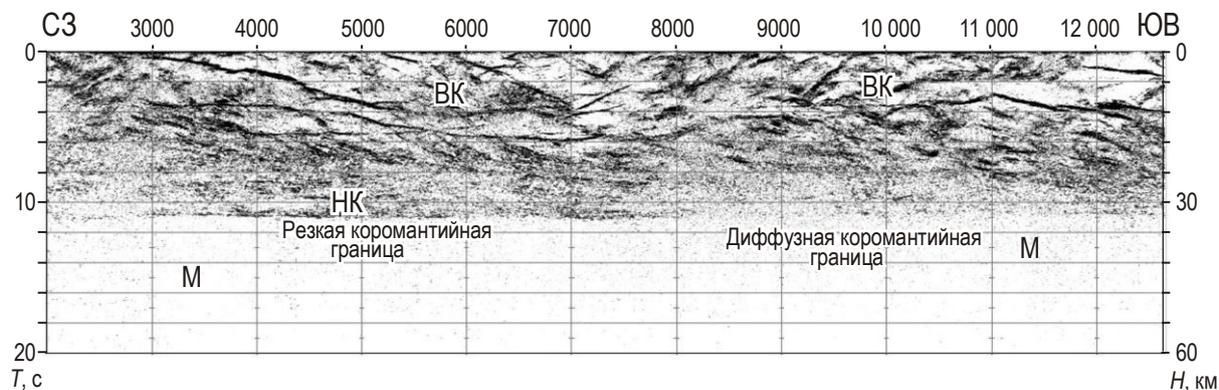
Ниже на основании детально проработанных объемных моделей глубинного строения древних Восточно-Европейского и Североамериканского кратонов, а также материалов исследований Австралийского кратона будут рассмотрены примеры сейсмических образов залегающей в их основании коромантийной границы с обсуждением возможных способов их геодинамической и тектонической интерпретации. На всех приводимых далее рисунках приняты следующие буквенные обозначения: ВК, СК, НК – соответственно верхняя, средняя, нижняя кора; АГК – акустически гомогенная кора; АК – аккреционный комплекс; К-М – коромантийная смесь; М – мантия.

### **Сейсмические образы коромантийной границы в основании древних кратонов**

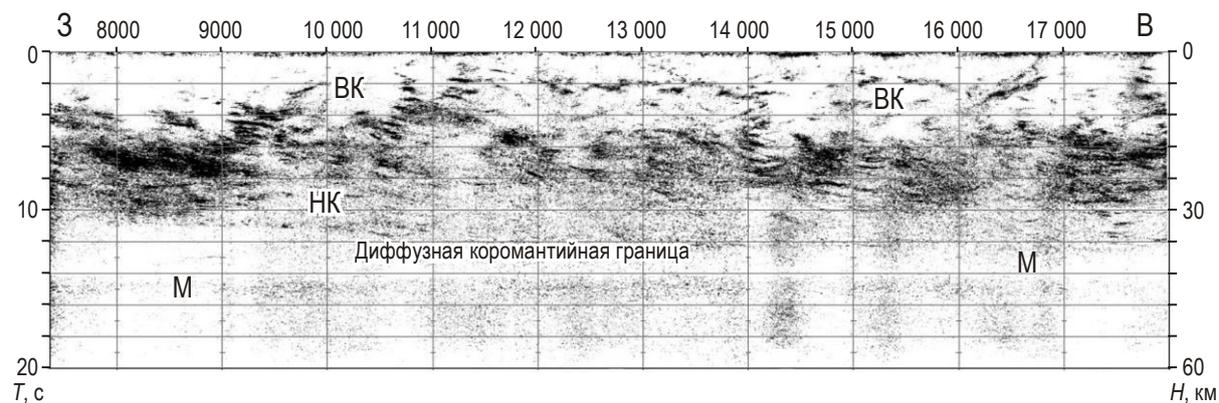
Сравнение сейсмических образов коромантийной границы в основании древних кратонов в пределах разных континентов позволяет выделить и охарактеризовать её структурно-морфологические типы, связав их особенности с геологическим строением и геологической историей соответствующих частей (провинций) этих кратонов. Ниже приводится краткая характеристика восьми выделенных типов коромантийной границы.

1. *Диффузная и лишь на некоторых участках резкая коромантийная граница*, фиксирующая постепенный переход от умеренно отражающей коры к акустически прозрачной мантии, наблюдается в основании архейского кратона Йилгарн в Западной Австралии (рис. 2). Гранитогнейсы в фундаменте зеленокаменных поясов были сформированы ранее 3.0 млрд лет предположительно в результате прогрева первичной мафит-ультрамафитовой коры под воздействием притоков мантийного тепла плюмового типа.

Формирование рифтогенных зеленокаменных поясов связано с мантийно-плюмовыми событиями ~2.8 и ~2.7 млрд лет назад [Wyche *et al.*, 2012]. Отсутствие зоны рефлексивности в основании коры (рис. 2, 3) указывает на то, что сопутствующее этим событиям перемещение мантийных расплавов к земной поверхности не сопровождалось сколько-нибудь существенными явлениями андерплейтинга мантийных магм.



**Рис. 2.** Диффузная и лишь на некоторых участках резкая коромантийная граница. Западная Австралия, северо-западная часть архейского гранит-зеленокаменного комплекса кратона Йилгарн; фрагмент профиля МОГТ YU-1 (из [Kennett *et al.*, 2013]). Здесь и далее на всех разрезах соотношение масштабов по горизонтальным и вертикальным осям 1:1

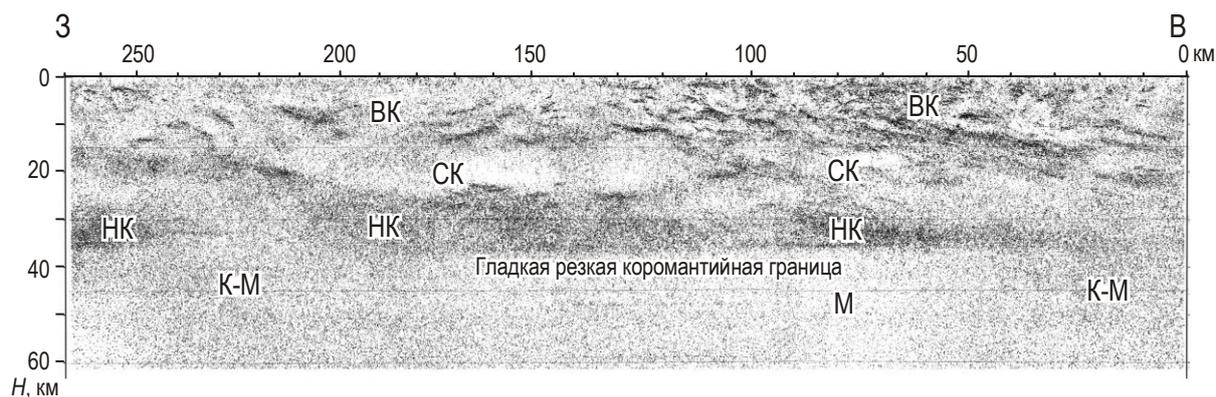


**Рис. 3.** Диффузная коромантийная граница. Западная Австралия, центральная часть архейского гранит-зеленокаменного комплекса кратона Йилгарн; фрагмент профиля МОГТ EGF-1 (из [Kennett *et al.*, 2013])

Сочетание системы пологонаклонных границ в нижней и средней коре, выполаживающихся на уровне коромантийной границы, и брахиформных структур в её верхней части свидетельствует о тектоническом сжатии на завершающем этапе эволюции кратона.

2. *Резкая гладкая коромантийная граница, непосредственно ограничивающая снизу зону рефлексивности*, типична для областей древней коры, которые подстилаются относительно более молодыми породами, сформированными в результате андерплейтинга мафитовых магм мантийно-плюмового происхождения.

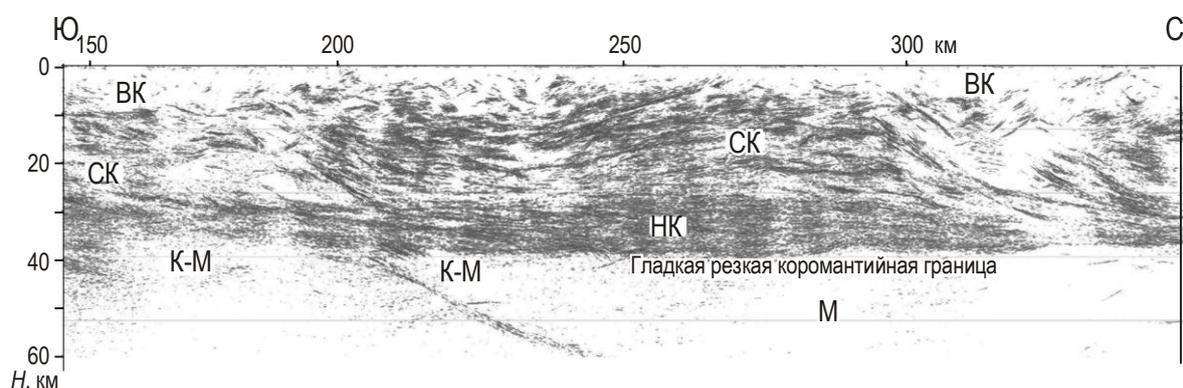
К этому типу относятся, в частности, обширные области гранит-зеленокаменной коры Кола-Карельского региона (рис. 4). Архейская кора была дополнена в палеопротерозое массивованными внедрениями мафитовых магм мантийно-плюмового происхождения, разместившимися на разных уровнях в коре и сформировавших крупную



**Рис. 4.** Гладкая коромантийная граница, фиксируемая резким снижением числа отражений (уровня “отражательности”) на подошве интенсивно отражающей зоны рефлексивити. Карельский кратон, восточная часть Фенноскандинавского щита, профиль МОГТ 4В, (по [Mints et al., 2009; Минц и др., 2010] с небольшими изменениями)

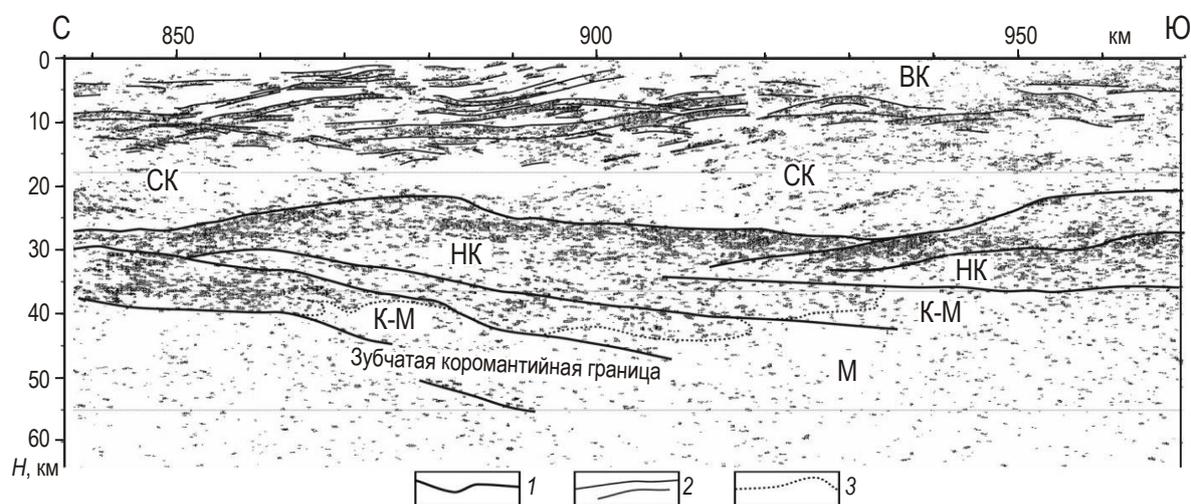
изверженную провинцию [Шарков, Богина, 2006]. В основании коры в процессах андер- и интраплейтинга разместились силлообразные протяженные тела габбро-анортозитов. Преобразованная таким образом кора приобрела вид зоны рефлексивити. На малоглубинном верхнем уровне коры разместились интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов с сульфидным медно-никелевым оруденением. На средних глубинах образовались небольшие интрузивные тела обоих петрохимических типов. В рифтогенных впадинах на дневной поверхности произошли мощные извержения андезито-базальтовых магм [Минц, 2007; Минц и др., 2010].

Коромантийная граница этого же типа фрагментарно подстилает кратон Сьюпириор [Cook et al., 2010] (рис. 5). Навстречу наблюдаемому погружению в мантию тектонических пластин нижней коры происходят взбросо-надвиговые перемещения комплексов пород средней и верхней коры. Возраст нижней коры кратона Сьюпириор можно сопоставлять с возрастом интрузии анортозитов (2.68–2.62 млрд лет [Percival, Krogh, 1983]) и гранулитового метаморфизма пород в пределах поднятия Капускейсинг – 2.66–2.64 млрд лет [Krogh, 1993]; её формирование, по-видимому, связано с магматизмом мантийно-плюмовой природы [Wyman, Kerrich, 2010].



**Рис. 5.** Гладкая коромантийная граница, аналогичная приведенной на рис. 4. Канадский щит, архейский гранит-зеленокаменный комплекс кратона Сьюпириор; комплексный разрез по профилям МОГТ AG28 и AG48 в интерпретации М.В. Минца (сейсмический образ коры по [Cook et al., 2010])

3. *Зубчатая коромантийная граница* прослеживается в области последовательного погружения пластин нижней коры, которые постепенно как бы растворяются в мантии. Локальные погружения коромантийной границы сопряжены со взбросо-надвиговыми ансамблями в верхней коре. Структурные ансамбли нижней и верхней коры этого типа нередко разделены акустически прозрачными областями средней коры, которые фиксируют размещение гранитоидных интрузивов, возникших в результате парциального плавления нижней коры. Пример такой структуры наблюдается в сечении коры Кола-Карельского региона в интервале 800–950 км по геотраверсу 1-ЕВ (рис. 6) [Минц и др., 2010; Минц, 2011]. Верхняя часть коры образована чешуйчато-надвиговым ансамблем, в строении которого чередуются тектонические пластины архейского гранит-зеленокаменного комплекса и палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Погружение тектонических пластин нижней коры сопровождается взбросо-надвиговыми перемещениями тектонических пластин в верхней части коры; прозрачные области в средней коре – предполагаемые гранитоидные плутоны.

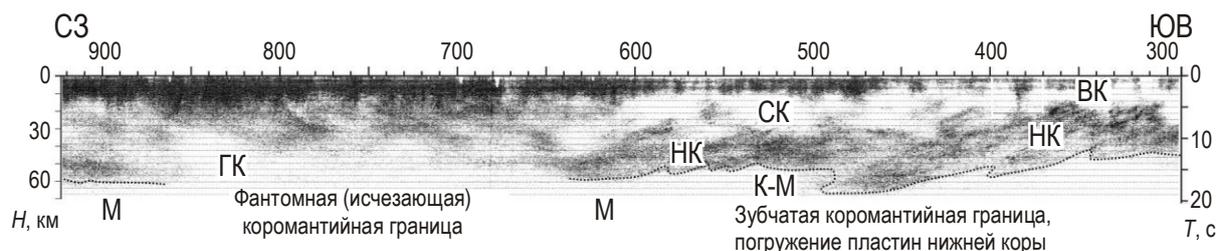


**Рис. 6.** Зубчатая коромантийная граница и увеличение мощности нижнекорового слоя в связи с торошением тектонических пластин нижней коры. Восточная часть Фенноскандинавского щита, палеопротерозойский чешуйчато-надвиговый пояс. Увеличенный фрагмент сейсмического образа коры в интервале 850–1000 км профиля 1-ЕВ (по [Минц, 2011] с незначительными изменениями)

1 – главные тектонические границы, 2 – границы структурных доменов, 3 – приблизительное положение коромантийной границы

В результате совмещения симметрично ориентированных перемещений в верхней и нижней коре с сопутствующими деформациями возникают структуры типа “крокодил”, типичные для коллизионных орогенов [Meissner, 1989]. В рассматриваемом случае сопряженное формирование взбросо-надвигового и поддвигового структурных ансамблей определялось тектоническими напряжениями при внутриконтинентальном орогенезе [Минц, 2011; Mints, 2014].

4. *Зубчатая коромантийная граница, образованная протяженным эшелонм нижнекоровых пластин (фрагментированной зоной рефлексивити)*, близкая предыдущему типу, представлена в сечении коры неоархейского Волго-Уральского кратона. Эшелон нижнекоровых пластин прослежен в интервале нескольких сотен километров; перекрывающая верхняя кора – это ансамбль синформных структур, выдавленных на породы обрамления (рис. 7).

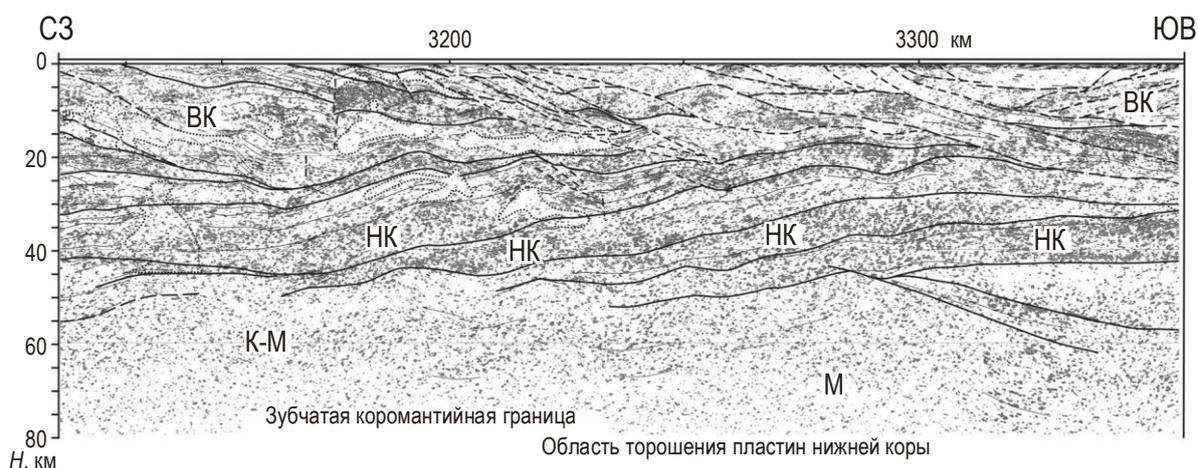


**Рис. 7.** Зубчатая коромантийная граница, образованная протяженным эшелонном нижнекоровых пластин. Нижнекоровый “слой” Волго-Уральского кратона, образованный последовательностью наклонных тектонических пластин по профилю МОГТ “ТАТСЕЙС” (интервал 0–650 км) (из [Трофимов, 2006])

Структура Волго-Уральского кратона была сформирована в результате мощного андерплейтинга мантийных магм в основании мезоархейской коры, частичного плавления и гранулитового метаморфизма этой коры в неогархее (~2.7 млрд лет) и последовавшего за ними формирования внутриконтинентального коллизийного орогена [Минц и др., 2010; Минц, 2011].

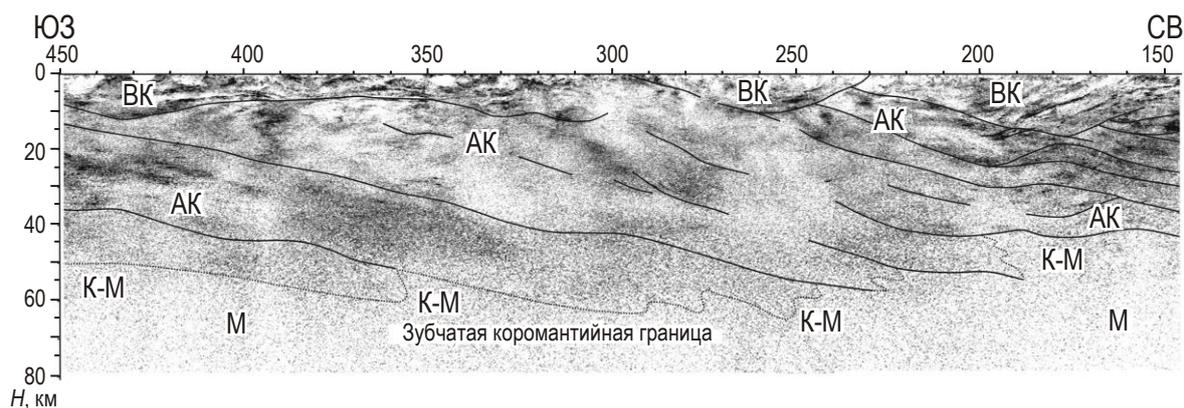
5. *Особый тип зубчатой коромантийной границы* возникает в тех случаях, когда растяжение в надплюмовой области приводит к кратковременному разрыву континентальной коры и в результате мантийного магматизма формируется не только нижнекоровая зона рефлексивити, но и океаническая кора короткоживущего океанского бассейна. После отмирания плюма в зоне столкновения фрагментов прежнего континента (в осевой зоне орогена) формируется нижнекоровый аккреционный комплекс, а в верхней – покровно-надвиговый ансамбль (структура типа “крокодил”).

Сейсмический образ подобной структуры наблюдается в сечении геотраверсом МОГТ 1-ЕВ палеопротерозойского Восточно-Воронежского орогена на юго-востоке Восточно-Европейского кратона (рис. 8) [Минц и др., 2010].



**Рис. 8.** Особый тип зубчатой коромантийной границы и резкое возрастание мощности нижней коры, связанные с тектоническим скупиванием (“нагромождением”) пяти или более нижнекоровых пластин в зоне поглощения океанического бассейна между Курским и Хоперским кратонами. Увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ в интервале, 3230–3340 км. Палеопротерозойский Восточно-Воронежский внутриконтинентальный ороген (по [Минц и др., 2010; Минц, 2011] с незначительными изменениями)

6. *Зубчатая коромантийная граница, подстилающая кору, которая практически сверху донизу образована ансамблем наклонных тектонических пластин. Сейсмический образ коры такого типа наблюдается по профилю FIRE-1, пересекающему поздне-палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген. Образ пластин, погружающихся в мантию, быстро становится расплывчатым и исчезает (рис. 9) [Минц и др., 2010]. В верхней части мантии, непосредственно соприкасающейся с участками погружения нижнекоровых пластин, обычно наблюдаются закономерно распределенные пакеты отражений, трассирующие в мантию направление погружения этих пластин (см. рис. 5–8).*



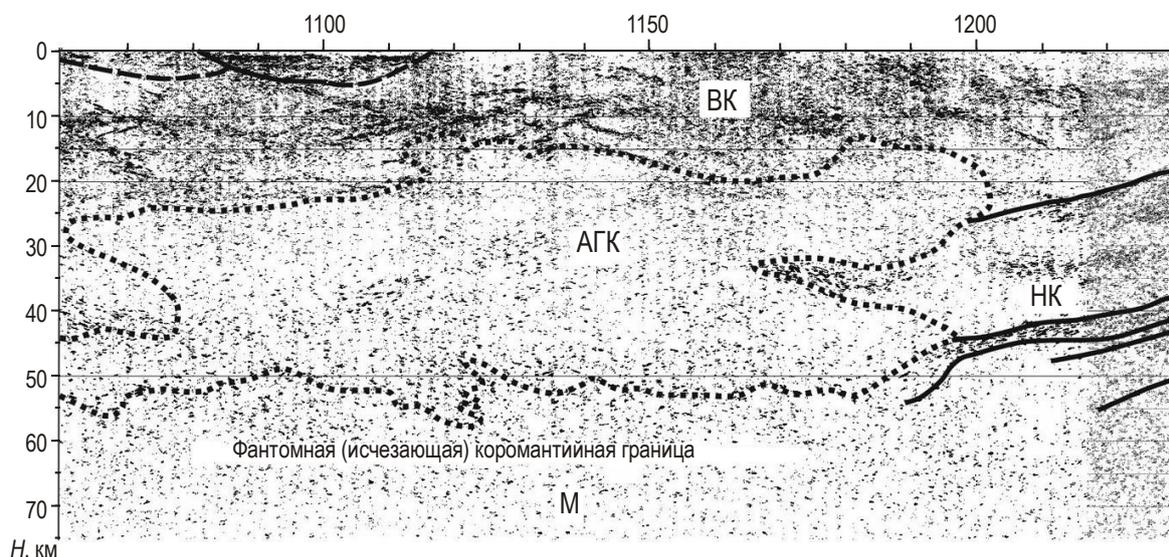
**Рис. 9.** Зубчатая коромантийная граница, ограничивающая снизу ансамбль наклонных тектонических пластин, слагающих преобладающую часть коры. Восточная часть Фенноскандинавского щита, палеопротерозойский Свекофеннский аккреционный ороген. Профиль FIRE-1 в интерпретации М.В. Минца (сейсмический образ коры по [Kukkonen, Lahtinen, 2006])

7. *Коромантийная граница, включающая “след” океанической плиты, погружавшейся под окраину докембрийского кратона, наблюдается в основании палеопротерозойской коры орогена Уопмей, протягивающегося вдоль северо-восточной окраины Североамериканского кратона. Этот ороген, сформировавшийся в обстановках активной окраины аккреции островных дуг и микроконтинентов к палеопротерозойской активной окраине Североамериканского кратона, представляет собой структуру типа “крокодил” (рис. 10). “След” океанической плиты, погружавшейся под окраину кратона, прослеживается по пакетам отражений до глубины около 100 км [Cook et al., 1999].*



**Рис. 10.** Коромантийная граница, включающая “след” океанической плиты, погружавшейся под окраину архейского кратона Слейв. Северо-запад Североамериканского кратона, аккреционный ороген Уопмей, геотрансект SNORKL программы LITHOPROBE (по [Cook et al., 1999])

8. *Фантомная (исчезающая) коромантийная граница*, фиксируемая сейсмическими методами преломленных волн, разделяет в равной степени акустически прозрачные области коры и мантии и наблюдается в основании коры, подстилающей крупные депрессии. На рис. 11 в качестве примера приведен сейсмический образ коры палеопротерозойской Онежской депрессии; аналогичный образ характерен и для фанерозойской Прикаспийской депрессии [Минц и др., 2010; Минц, 2011].



**Рис. 11.** Фантомная (исчезающая) коромантийная граница. Восточная часть Фенноскандинавского щита. Прерывание зоны рефлексивности и кажущееся исчезновение границы коромантия в основании акустически гомогенной “полупрозрачной” области в основании палеопротерозойской Онежской депрессии; увеличенный фрагмент сейсмического образа коры по профилю 1-ЕВ в интервале 1060–1200 км (по [Минц, 2011] с незначительными изменениями)

### Обсуждение и выводы

Приведенный краткий обзор сейсмических образов коромантийной границы в основании разрезов докембрийской коры в пределах разнотипных тектонических провинций демонстрирует взаимосвязь её морфологических и структурных особенностей, наблюдаемых на картинах сейсмических отражений, с геодинамическими обстановками и тектоническими событиями в истории корообразования. В строении коры и коромантийной границы, равно как и в строении коры на уровне дневной поверхности, сохраняются как свидетельства наиболее ранних событий геологической истории, зафиксированных в геологической летописи, так и свидетельства последующих преобразований коры.

Обобщая результаты наблюдений, можно выделить три группы структурно-морфологических типов коромантийной границы:

- более или менее резкие и гладкие субгоризонтальные границы;
- границы зубчатого начертания;
- диффузные границы.

Границы между корой и мантией, объединенные нами в первую группу, подстилают кору, сформированную или преобразованную в результате явлений мантийно-плюмового типа. Эти границы в одних случаях характерны для древнейших областей гранит-

зеленокаменной (на глубине – преимущественно гранитоидной) коры, в основании которой отсутствует зона рефлексивити. В других случаях коромантийная граница перекрыта нижнекоровой зоной рефлексивити, фиксирующей явления андер- и интраплейтинга мантийных расплавов в основании ранее сформированной коры.

Коромантийная граница зубчатого начертания (вторая группа) формируется в обстановке латеральных перемещений тектонических пластин коры и мантии различного происхождения. В приведенных выше примерах представлены тектонические структуры аккреционного, аккреционно-коллизийного и внутриконтинентального коллизийных орогенов. Каждый из этих орогенов характеризуется специфическими особенностями строения нижней коры и коромантийной границы, однако для всех них в равной степени присуще возникновение структурного ансамбля типа “крокодил”. Приведенные примеры демонстрируют также, что последовательно погружающиеся тектонические пластины нижней коры или пластины, образованные породами аккреционных комплексов, постепенно как бы “растворяются” в мантии. Для выяснения геологической природы такого сейсмического образа необходимы дальнейшие исследования. В качестве вероятной причины можно назвать процесс эклогитизации коровых пород, однако возможны и другие объяснения.

Возникновение диффузной коромантийной границы (третья группа), по-видимому, также связано с мантийно-плюмовыми процессами. Однако в этом случае расплавы более или менее беспрепятственно перемещались к поверхности, и преобразование коры определялось исключительно интенсивным высокотемпературным метаморфизмом. В результате высокотемпературного метаморфизма в обстановке относительно слабых деформаций породы нижней коры становились акустически прозрачными, подобными породам мантии. Аналогичные изменения акустических характеристик коры, подстилающей древние рифты и депрессии, были установлены и при исследовании молодых структур того же типа (см., например, [Collier et al., 1994; Krawczyk et al., 1999]).

Сохранность структурных особенностей коромантийной границы, сформированных в результате наиболее значительных тектонических событий, указывает на то, что предполагаемая некоторыми исследователями возможность чрезвычайно глубоких структурно-метаморфических преобразований, приводящих к вещественному и механическому расслаиванию континентальной коры в процессах консолидации и кратонизации [Christensen, Mooney, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Хаин, Ломизе, 1995], значительно преувеличена, как и представления об “объемной внутренней подвижности” консолидированной коры [Леонов, 2008].

### Благодарности

Автор признателен А.Е. Шлезингеру за плодотворное обсуждение работы на этапе её подготовки и благодарит анонимных рецензентов за детальный анализ рукописи, их критические замечания, стимулировавшие более глубокое рассмотрение затронутых проблем.

Работа выполнена в рамках Программы № 6 ОНЗ РАН и является вкладом в проект РФФИ № 15-05-01214.

### Литература

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 468 с.

- Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 4. С.85–88.
- Миц М.В. Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов) // Геотектоника. 2007. № 4. С.3–29.
- Миц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С.3–29.
- Миц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (интерпретация данных бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987а. № 5. С.62–72.
- Миц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С., Ляховский В.А., Мясников В.П. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // Докл. АН СССР. 1987б. Т. 296, № 1. С.71–76.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилев А.Н., Михайлов В.О., Натанов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.
- Николаевский В.Н. Геомеханика. Современные главы. М.: ИФЗ РАН, 2014. 484 с.
- Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7/8. С.3–29.
- Стовба С.Н., Толкунов А.П., Майстренко Ю.П., Стифенсон Р.А., Баер У., Гаевский Д., Раббель В., Старостенко В.И., Тибо Г. Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ в кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE / Отв. ред. Н.И. Павленкова. Вып. 2. Разд. 3.5. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С.328–332.
- Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (по линии Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак) // Геотектоника. 2006. № 4. С.3–20.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Шарков Е.В., Богина М.М. Эволюция магматизма палеопротерозоя – геология, геохимия, изотопия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С.3–27.
- Abramovitz T., Thybo H., Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data // Tectonophysics. 1997. V. 270. P.259–277.
- BABEL Working Group. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield // Nature. 1990. V. 348. P.34–38.
- Behr H.J., Heinrichs T. Geological interpretation of DEKORP 2-S: a deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe // Tectonophysics. 1987. V. 142, N 2-4. P.173–202.
- Belousov V.V. Development of the Earth and tectogenesis // J. Geophys. Res. 1960. V. 65, N 12. P.4127–4146.
- Braile L.W., Chiang C.S. The Continental Mohorovičić Discontinuity: Results from Near-Vertical and Wide-Angle Seismic Reflection Studies, in: Reflection Seismology: A Global Perspective / Eds. M. Barazangi, L. Brown. Washington, D. C., American Geophysical Union, Geodynamic Series. 1986. V. 13. P.257–272. doi: 10.1029/GD013p0257.
- Brewer J.A., Smythe D.K. MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogeny // Journal of the Geological Society of London. 1984. V. 141. P.105–120.

- Carbonell R., Levander A., Kind R.* The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P.353–376.
- Christensen N.I., Mooney W.D.* Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100 (B6). P.9761–9788.
- Collier J.S., Buhl P., Tome M., Watts A.B.* Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean) // *Geophys. J. Inter.* 1994. V. 118. P.159–180.
- Cook F.A.* Fine structure of the continental reflection Moho // *GSA Bulletin*. 2002. V. 114, N 1. P.64–79.
- Cook F.A., van der Velden A.J., Hall K.W., Roberts B.J.* Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield // *Tectonics*. 1999. V. 18. P.1–24.
- Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall J., Clowes R.M.* How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition // *Can. J. Earth Sci.* 2010. V. 47. P.315–351.
- Flack C., Warner M.* Three-dimensional mapping of seismic reflections from the crust and upper mantle, northwest of Scotland // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. P.469–481.
- Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., Osipenko L.G.* Complex geological–geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust–mantle boundary // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2015. V. 6, N 2. In press.
- Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., Vasudevan K.* The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent // *Can. J. Earth Sci.* 2010. V. 47. P.821–857.
- Holliger K., Levander A.* Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions // *Geology*. 1994. V. 22. P.367–370.
- Hurich C.A., Smithson S.B.* Compositional variation and the origin of deep crystal reflections // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. P.416–426.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H.* Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from *P* and *S* wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, B06308. doi: 10.1029/2008JB005689.
- Kennett B.L.N., Saygin E., Fomin T., Blewett R.* Deep Crustal Seismic Reflection Profiling: Australia 1978-2011. ANUE Press and Commonwealth of Australia (Geoscience Australia), Canberra, Australia, 2013. 170 p.
- Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA Working Group.* The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Int. Geol. Review*. 1999. V. 41. P.287–333.
- Krawczyk C.M., Stiller M., DEKORP–BASIN Research Group.* Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin // *Tectonophysics*. 1999. V. 314. P.241–253.
- Krogh T.E.* High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust // *Earth Planet. Sci. Letts.* 1993. V. 119. P.1–18.
- Kukkonen I.T., Lahtinen R.* Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. V. 43. 247 p.
- Kuusisto M., Kukkonen I.T., Heikkinen P., Pesonen L.J.* Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data // *Tectonophysics*. 2006. V. 420. P.283–299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.014>.
- Mints M.V.* Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton // *Geotectonics*. 2014. V. 48, N 6. P.498–524.

- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., Stupak V.* A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province // *Tectonophysics*. 2009. V. 472, N 1-4. P.323–339.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G.* East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure // *The Geological Society of America Special Paper*. 2015. V. 510. 433 p. plus CD-ROM.
- Mooney W.D., Meissner R.* Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho / Eds. D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay // *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, 1992. P.45–79.
- Mooney W.D., Prodehl C., Pavlenkova N.I.* Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54) // *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology* / Eds. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, C. Kisslinger. 2002. V. 81a. P.887–910.
- Oliver J., Dobrin M., Kaufman S., Meyer R., Phinney R.* Continuous seismic reflection profiling of the deep basement, Hardeman County, Texas // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V. 87. P.1537–1546.
- Percival J.A., Krogh I.E.* U-Pb zircon geochronology of the Kapuskasing structural zone and vicinity in the Chappleau-Foley area, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1983. V. 20. P.830–843.
- Prodehl C., Kennett B., Artemieva I., Thybo H.* 100 years of seismic research on the Moho // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P.9–44.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33, N 3. P.267–309.
- Suetnova E., Carbonell R., Smithson S.* Magma in layering at the Moho of the Basin and Range of Nevada // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P.2945–2948.
- Thybo H., Artemieva I.M.* Moho and magmatic underplating in continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P.605–619.
- Van der Velden A.J., Cook F.A.* Relict subduction zones in Canada // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110, B08403. doi: 10.1029/2004JB003333.
- White D.J., Forsyth D.A., Asudeh I., Carr S.D., Wu H., Easton R.M., Mereu R.F.* A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. P.183–192.
- Wyche S., Fiorentini M.L., Miller J.L., McCuaig T.C.* Geology and controls on mineralisation in the Eastern Goldfields region, Yilgarn Craton, Western Australia // *Episodes*. 2012. V. 35, N 1. P.273–282.
- Wyman D., Kerrich R.* Mantle plume – volcanic arc interaction: consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada // *Can. J. Earth Sci.* 2010. V. 47. P.183–192.

*Сведения об авторе*

**МИНЦ Михаил Вениаминович** – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Геологический институт РАН. 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7. Тел.: 8(495) 951-30-20. E-mail: michael-mints@yandex.ru

## SEISMIC IMAGES OF THE CRUST-MANTLE BOUNDARY AS AN EXPRESSION OF GEODYNAMICS OF THE PRECAMBRIAN CRUST FORMATION

M.V. Mints

*Geological Institute of the RAS, Moscow, Russia*

**Abstract.** The paper is anticipated by an overview of currently discussed ideas concerning crust-mantle interface and lower crust. Comparison of their seismic images in basement of ancient cratons allows us to recognize and characterize morphostructural types of the crust-mantle interface and to correlate their features with geological structure and history. The sharp or partly diffuse nearly horizontal smooth boundaries underlie the crust formed or transformed as a result of mantle-plume events. Origination of diffuse crust-mantle interface is apparently also related to mantle-plume activity. In this case, however, magmatic melts ascend more or less freely, so that the crust is transformed only under impact of high-temperature metamorphism. The indented boundaries are formed due to lateral displacements of crustal and mantle tectonic sheets.

**Keywords:** crustal seismic images, crust-mantle boundary, reflection seismics, geodynamics, Precambrian.

### References

- Abramovitz T., Thybo H., and Berthelsen A. Proterozoic sutures and terranes in the southeastern Baltic Shield interpreted from BABEL deep seismic data, *Tectonophysics*, vol. 270, pp. 259–277.
- BABEL Working Group, Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic Shield, *Nature*, 1990, vol. 348, pp. 34–38.
- Behr H.J. and Heinrichs T. Geological interpretation of DEKORP 2-S: a deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 1987, vol. 142, no. 2-4, pp. 173-202.
- Belousov V.V. Development of the Earth and tectogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 1960, vol. 65, no. 12, pp. 4127-4146.
- Braile L.W. and Chiang C.S. The Continental Mohorovičić Discontinuity: Results from Near-Vertical and Wide-Angle Seismic Reflection Studies, in: *Reflection Seismology: A Global Perspective* (M. Barazangi and L. Brown – eds.). 1986. Washington, D. C., *American Geophysical Union, Geodynamic Series*, Vol. 13, pp. 257-272, doi: 10.1029/GD013p0257
- Brewer J. A., and Smythe D. K. MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogeny, *Journal of the Geological Society of London*, 1984, vol. 141, pp. 105-120.
- Carbonell R., Levander A., and Kind R. The Mohorovičić discontinuity beneath the continental crust: An overview of seismic constraints, *Tectonophysics*, 2013, vol. 609, pp. 353–376.
- Christensen N.I., and Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, 1995, Vol. 100 (B6), pp. 9761–9788.
- Collier J.S., Buhl P., Tome M., and Watts A.B. Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean), *Geophysics Journal International*, 1994, Vol. 118, pp. 159-180.
- Cook F.A., van der Velden A.J., Hall K.W., and Roberts B.J. Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield, *Tectonics*, 1999, Vol. 18, pp. 1-24.
- Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall, J., and Clowes, R.M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust-mantle transition, *Canadian Journal Earth Sciences*, 2010, Vol. 47, pp. 315–351.
- Flack C. and Warner M. Three-dimensional mapping of seismic reflections from the crust and upper mantle, northwest of Scotland, *Tectonophysics*, 1990, Vol. 173, pp. 469-481.
- Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M., Raevsky A.B., and Osipenko L.G. Complex geological-geophysical 3D model of the crust in the southeastern Fennoscandian Shield: nature of density layering of the crust and the crust-mantle boundary, *Geodynamics and Tectonophysics*, 2015, vol. 6, no. 2, pp. 133-170.
- Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., and Vasudevan K. The Lithoprobe transcontinental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent, *Canadian Journal Earth Sciences*, 2010, Vol. 47, pp. 821–857.
- Holliger K., and Levander A. Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions, *Geology*, 1994, Vol. 22, pp. 367-370.
- Hurich C.A. and Smithson S.B. Compositional variation and the origin of deep crustal reflections, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, Vol. 85, pp. 416-426.
- Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., and Silvennoinen H. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland-Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from *P* and *S* wave velocity models of POLAR and HUKKA wide-angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect, *Journal of Geophysical Research*, 2009, vol. 114, B06308, doi:10.1029/2008JB005689

- Kennett B.L.N., Saygin E., Fomin T., and Blewett R. Deep Crustal Seismic Reflection Profiling: Australia 1978-2011. *ANUE Press and Commonwealth of Australia (Geoscience Australia)*, Canberra, Australia, 2013, 170 p.
- Khain V.E., Lomize M.G. *Geotectonics with Basic Principles of Geodynamics*, Moscow Moscow, Lomonosov Moscow State University, 1995, 480 p. (in Russian).
- Korsman K., Korja T., Papunen M., Virransalo P. and GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland, *Int. Geol. Review*. 1999, vol. 41, pp. 287-333.
- Krawczyk C.M., Stiller M., and DEKORP-BASIN Research Group. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin, *Tectonophysics*, 1999, Vol. 314, pp. 241-253.
- Krogh T.E. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone, Ontario: implications for structure and development of the lower crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, Vol. 119, pp. 1-18.
- Kukkonen I.T., and Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001-2005, *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 2006, Vol. 43, 247 p.
- Kuusisto M., Kukkonen I.T., Heikkinen P., and Pesonen L.J., 2006. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data, *Tectonophysics*, Vol. 420, pp. 283-299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.014>.
- Leonov M.G. *Tectonics of the consolidated crust*. Moscow, Nauka, 2008, 468 p. (in Russian).
- Leonov Yu.G. Tectonic criteria for the interpretation of seismic reflectors in the lower crust of continents, *Geotectonics*, 1993, no. 4, pp. 85-88 (in Russian).
- Meissner R. Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust, *Terra Nova*, 1989, vol. 1, pp. 17-28.
- Mints M.V. Paleoproterozoic supercontinent: origin and evolution of accretionary and collisional orogens exemplified in northern cratons, *Geotectonics*, 2007, Vol. 41, no. 4, pp. 257-280.
- Mints M.V. 3D Model of deep structure of the Early Precambrian crust in the East European Craton and paleogeodynamic implications, *Geotectonics*, 2011, Vol. 45, no. 4, pp. 267-290.
- Mints, M.V. Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton. *Geotectonics*, 2014, Vol. 48, no. 6, pp. 498-524.
- Mints M.V., Kolpakov N.I., Lanev V.S., and Rusanov M.S. The character of the subhorizontal seismic boundaries within the upper part of the Earth's crust (according to data from the Kola Ultradeep Well), *Geotectonics*, 1987a, Vol. 21, no. 5, pp. 444-451.
- Mints M.V., Kolpakov N.I., Lanev V.S., Rusanov M.S., Lyakhovsky V.A., and Myasnikov V.P. The nature of intracrustal subhorizontal seismic boundaries (interpretation of the results of drilling of the Kola Ultradeep Well), *Reports of the USSR Academy of Sciences*, 1987b, vol. 296, no. 1, pp. 71-76 (in Russian).
- Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tihotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., and Shur D.Yu., Deep crustal structure, evolution and mineral deposits of the Early Precambrian basement of the East European Craton: interpretation of the data along the 1-EU Geotraverse, the 4B and TATSEIS Profiles. Moscow, GEOKART, GEOS, 2010, vol. 1 - 408 p., Vol. 2 - 400 p. and Case with Appendices (in Russian).
- Mints M., Suleimanov A., Zamozhniaya N., and Stupak V. A 3-D model of the Early Precambrian crust under the southeastern Fennoscandian Shield: Karelia Craton and Belomorian tectonic province, *Tectonophysics*, 2009, Vol. 472, no. 1-4, pp. 323-339.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., and Zamozhniaya, N.G. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. *The Geological Society of America Special Paper*, 2015, Vol. 510, 433 p. plus CD-ROM.
- Mooney W.D., and Meissner R. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In: Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R.W. – Eds. *Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, 1992, pp. 45-79.
- Mooney W.D., Prodehl C., and Pavlenkova N.I. *Seismic velocity structure of the continental lithosphere from controlled source data (Chapter 54)*, in: W.H.K. Lee, H. Kanamori, P. Jennings and C. Kisslinger – Eds., *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology*, 2002, vol. 81a, pp. 887-910.
- Nikolaevsky V.N. *Geomechanics. The modern chapters*. Moscow, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (IPE RAS), 2014, 484 p.
- Oliver J., Dobrin M., Kaufman S., Meyer R. and Phinney R. Continuous seismic reflection profiling of the deep basement, Hardeman County, Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1976, vol. 87, pp. 1537-1546.

- Pavlenkova N.I. Deep seismic sounding: The main stages of development, achievements, and problems, *Physics of the Solid Earth*, 1999, Vol. 35, no. 7–8, pp. 527–551.
- Percival J.A. and Krogh I.E. U-Pb zircon geochronology of the Kapuskasing structural zone and vicinity in the Chapleau-Foley area, Ontario, *Canadian Journal Earth Sciences*, 1983, Vol. 20, pp. 830-843.
- Prodehl C., Kennett B., Artemieva I., and Thybo H. 100 years of seismic research on the Moho, *Tectonophysics*, 2013, Vol 609, pp. 9-44.
- Rudnick R.L., and Fountain D.M. Nature and composition of continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, 1995, Vol. 33, no. 3, pp. 267-309.
- Sharkov E.V. and Bogina M.M., Evolution of Paleoproterozoic magmatism: Geology, geochemistry, and isotopic constraints, *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2006, Vol. 14, no. 4, pp. 345–367.
- Stovba S.N., Tolkunov A.P., Maystrenko Yu.P., Stephenson R.A., Baer W., Gajewski D., Rabbel V., Starostenko V.I., and Thybo H. Deep crustal study on the CDP profile DOBRE. In: The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. The results of studies on the EUROPROBE program (N.I. Pavlenkova – Ed.), Vol. 2, Section. 3.5. Moscow, GEOKART, GEOS, 2006, pp. 328-332 (in Russian).
- Suetnova E., Carbnell R., and Smithson S. Magma in layering at the Moho of the Basin and Range of Nevada, *Geophys. Res. Lett.* 1993, vol. 20, pp. 2945-2948.
- Thybo H. and Artemieva I.M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere, *Tectonophysics*, 2013, Vol. 609, pp. 605-619.
- Trofimov V.A. Deep CMP seismic surveying along the Tatseis-2003 geotraverse across the Volga–Ural petroliferous province (along the Vorotilovskaya SGS – Pizhma – Yaransk – Mari-Turek – Kukmor – Al’metievsk – Sterlitamak traverse), *Geotectonics*, 2006, Vol. 40, no. 4, pp. 249–262.
- Van der Velden A.J. and Cook F.A., Relict subduction zones in Canada: *Journal of Geophysical Research*, 2005, Vol. 110, B08403, doi:10.1029/2004JB003333.
- White D.J., Forsyth D.A., Asudeh I., Carr S.D., Wu H., Easton R.M., and Mereu R.F., A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2000, vol. 37, pp. 183–192.
- Wyche S., Fiorentini M.L., Miller J.L., and McCuaig T.C. Geology and controls on mineralisation in the Eastern Goldfields region, Yilgarn Craton, Western Australia, *Episodes*, Vol. 35, no. 1, 2012, pp. 273-282.
- Wyman D. and Kerrich R. Mantle plume – volcanic arc interaction: consequences for magmatism, metallogeny, and cratonization in the Abitibi and Wawa subprovinces, Canada, *Canadian Journal Earth Sciences*, 2010, Vol. 47, pp. 183–192.