

ХРЕБЕТ ЛОМОНОСОВА КАК ЕСТЕСТВЕННОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ МАТЕРИКОВОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ В АРКТИЧЕСКИЙ БАССЕЙН

В.А. Поселов, Г.П. Аветисов, В.В. Буценко, С.М. Жолондз, В.Д. Каминский, С.П. Павлов*

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
им. И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский просп., 1, Россия*

** Морская арктическая геолого-разведочная экспедиция,
183012, Мурманск, ул. Софьи Перовской, 26, Россия*

По материалам комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в последние годы на хр. Ломоносова и в зоне его сочленения с Евразийским шельфом, выявлены признаки утоненной (редуцированной) коры хребта (20—25 км) и его генетическая связь со структурами шельфовых областей. Сравнение параметров глубинных сейсмических разрезов шельфа и хр. Ломоносова подтверждает континентальную природу земной коры последнего. Анализ глубинного строения зоны сочленения хр. Ломоносова с прилегающим шельфом показывает существование генетической геологической связи между этими структурами и отсутствие признаков перемещения хр. Ломоносова в качестве террейна относительно шельфа. Дополнительные независимые подтверждения генетической связи хребта с прилегающим шельфом дают сейсмологические материалы.

Хребет Ломоносова представляет собой погружившийся до батимальных глубин в позднеальпийское время блок континентальной коры древней платформы, переработанной в процессе каледонской тектономагматической активизации с образованием нерасчленяющегося по сейсмическим данным докембрийско-каледонского фундамента (верхней коры) и эпикаледонского платформенного чехла. До позднего мезозоя этот блок и сопредельные с ним участки Восточно-Арктического шельфа развивались в платформенном режиме.

Северный Ледовитый океан, хр. Ломоносова, зона сочленения, геолого-геофизические исследования.

THE LOMONOSOV RIDGE AS A NATURAL EXTENSION OF THE EURASIAN CONTINENTAL MARGIN INTO THE ARCTIC BASIN

V.A. Poselov, G.P. Avetisov, V.V. Butsenko, S.M. Zholondz, V.D. Kaminsky, and S.P. Pavlov

The integrated geological and geophysical studies carried out in recent years in the Lomonosov Ridge and at its junction with the Eurasian shelf revealed evidence for thinned (reduced) crust in the ridge (20–25 km) and its genetic relationship with shelf structures. We compared the parameters of deep seismic cross-sections of the shelf and Lomonosov Ridge, thus proving the existence of continental crust in the latter. Also, we analyzed the deep structure of the junction between the Lomonosov Ridge and the shelf and established a genetic geologic relationship, with no evidence that the Lomonosov Ridge moved as a terrane with respect to the shelf. In addition, seismological studies independently confirm the genetic relationship between the Lomonosov Ridge and the adjacent shelf.

The Lomonosov Ridge is a continental-crust block of a craton. The craton was reworked during the Caledonian tectonomagmatic activity with the formation of a Precambrian–Caledonian seismically unsegmented basement (upper crust) and an epi-Caledonian platform cover. Afterward, the block subsided to bathyal depths in the Late Alpine. This block and the adjacent areas of the Eastern Arctic shelf developed in the platform regime till the Late Mesozoic.

Junction zone, geological and geophysical studies, Lomonosov Ridge, Arctic Ocean

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований в Северном Ледовитом океане (СЛО) обусловлена обеспечением геополитических интересов Российской Федерации на основе уточнения положения границы расширенного континентального шельфа РФ в этом регионе, в частности, в районе хр. Ломоносова и в зоне его соприкосновения с прилегающим шельфом.

Повышенный интерес к арктическому континентальному шельфу вызывает и углеводородный потенциал СЛО [Конторович и др., 2010].

Хребет Ломоносова в рельефе дна Северного Ледовитого океана прослеживается от континентальной окраины Евразии до о. Элсмир (Канадский архипелаг) на протяжении 1700 км. Диапазон изменения ширины хребта составляет 50—200 км [Jakobson et al., 2008]. Сегодня практически всеми исследователями признается континентальная природа коры хр. Ломоносова [Vogt et al., 1979; Grantz et al., 2001; Поселов и др., 2007; Backman et al., 2008; Артюшков, 2010]. Геофизические данные, полученные российскими экспедициями «Трансарктика-92», «Арктика-2007» Поселов и др., 2007; Каминский, 2009], указывают на двухслойную консолидированную кору хребта, типичную для континентов, хотя несколько утонченную.

Из выполненных исследований на хр. Ломоносова в первую очередь следует выделить бурение в приполюсной части в 2004 г. по международному проекту глубоководного бурения ACEX-302 (рис. 1). Данные бурения также свидетельствуют о континентальной природе хр. Ломоносова [Backman et al., 2008].

В соответствии с плейт-тектонической моделью хр. Ломоносова в результате продвижения спрединга из Северной Атлантики в Евразийский суббассейн откололся от Баренцево-Карской пассивной окраины и по мере разрастания океанической коры отдалялся от окраины вплоть до современного состояния [Jokat et al., 1992; Шипилов, Верниковский, 2010]. В настоящее время хребет представляет собой пограничную структуру Американо-Евразийского суббассейна [Vogt et al., 1979].

Схема сейсмической изученности евразийской части хр. Ломоносова представлена на рис. 1. По результатам сейсмических исследований на ледоколах «Polarstern» и «Oden» [Jokat et al., 1995, 1998, 2005], данным МОВ дрейфующих станций СП-21, СП-23, СП-24, СП-28 [Butsenko, Poselov, 2006] и профиля А-7 МОВ-ОГТ (ОАО «МАГЭ») в осадочном чехле хр. Ломоносова и прилегающих котловинах выделяются до пяти сейсмокомплексов, образующих три структурных этажа, со скоростным диапазоном от 1.6 до 4.5 км/с.

Данные ГСЗ позволили создать скоростные модели земной коры вкrest и вдоль простирания хр. Ломоносова, включая зону сопряжения хребта с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

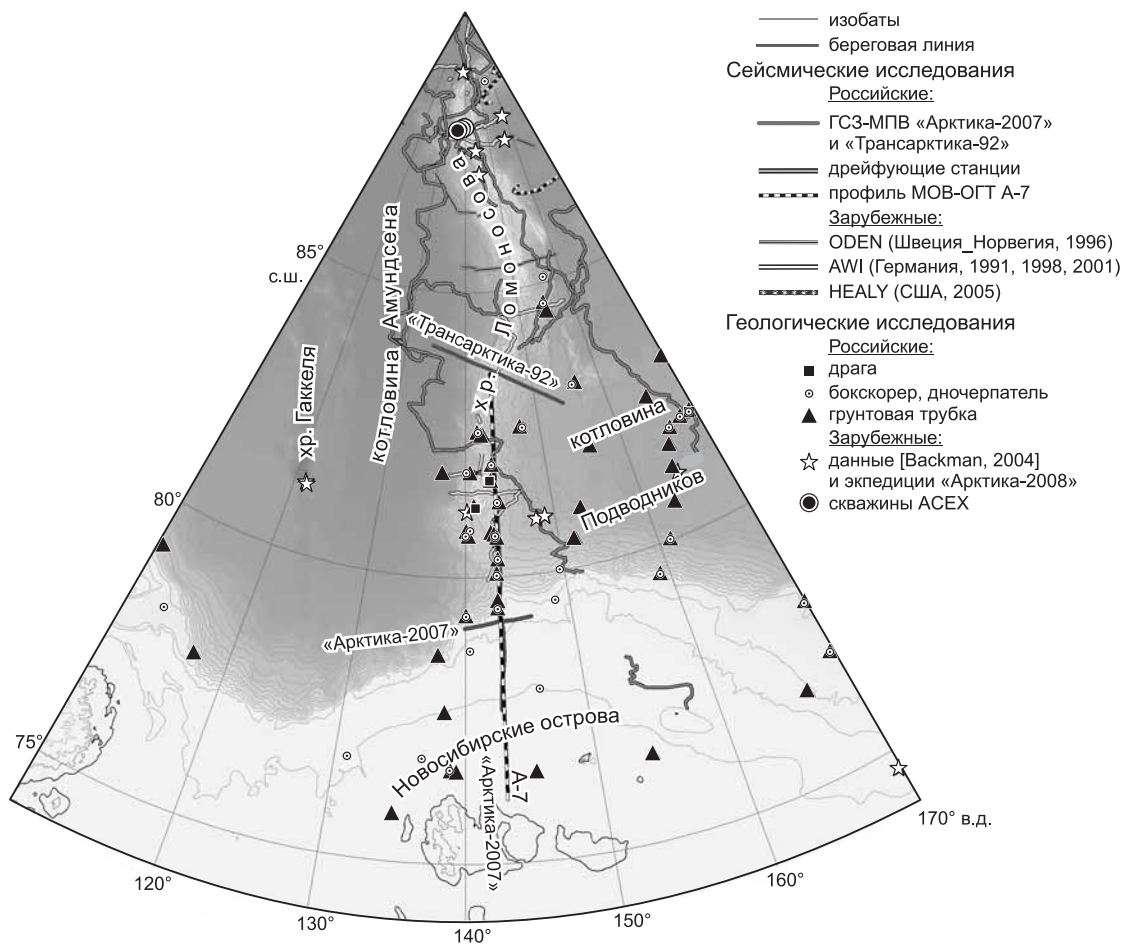


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности хр. Ломоносова.

Цель данной работы — выявление глубинного строения крупнейшей положительной структуры Американо-Евразийского суббассейна хр. Ломоносова и его генетической связи с континентальным обрамлением Евразии.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА

На батиметрических картах хр. Ломоносова представлен серией разнопорядковых блоков [Jakobson et al., 2008]. Отмечается смещение блоков относительно друг друга с изменением их простирания. Особенностью рельефа смежных с хребтом пространств является наличие субпараллельных хребту высокоамплитудных гряд и гор, расположенных в котловинах Амундсена и Макарова, амплитудой от 1500 до 2500 м и достигающих в длину от 100 до 400 км.

В морфологическом отношении хр. Ломоносова на границе с Евразийским суббассейном представлен четко выраженной вершинной поверхностью, склоном и подножием, т.е. элементами рельефа континентальной окраины. Подножие склона хребта расположено на глубинах 4200—4300 м, а бровка вершинной поверхности хребта изменяется по простиранию от 800 до 1200 м. Западный склон имеет ступенчатый профиль с крутизной по простиранию от 2 до 18°.

Восточная граница хр. Ломоносова проходит вдоль непрерывной и параллельной хребту серии впадин котловины Подводников на глубинах от 2600 до 3800 м, разделенных 500-метровыми ступенями. Крутизна склона хребта в северной части котловины Подводников составляет 8—20°. Бровка хребта расположена на глубинах от 800 до 1400 м. В пределах южной части хребта его вершинная часть располагается в основном на глубинах 800—1500 м.

В области сопряжения с Евразией подножие и склон хр. Ломоносова морфологически связаны с континентальной окраиной. В качестве зоны перехода хребта к материковой Евразии считается погруженная на глубину 1750 м терраса континентальной окраины. При этом морфологически эта форма перехода соответствует аваншельфу и является естественным продолжением материковой окраины в Арктический бассейн.

Геоморфологические условия осадконакопления в вершинной части хребта, а именно, на возвышенностях, вершинах и склонах, на примыкающих к ним террасах и седловинах, неодинаковы. В зоне сочленения хребта с шельфом имеются условия для улавливания основной части осадков, поступающих с шельфа посредством переноса в придонном слое. Расположенные севернее возвышенности в основном отделены от потоков шельфового материала, переносимого в придонном слое.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ

Изученность района исследований геологическими методами относительно слабая (см. рис. 1). Всего в пределах района имеется 16 станций донного опробования, выполненных в 1995 г. в рейсе ледокола «Polarstern» и 26 станций, полученных в 2007 г. с борта атомного ледокола (АЛ) «Россия». В рейсе АЛ «Россия» станции располагались на участках с наиболее контрастным рельефом. Большая часть из этих станций пройдена при помощи пробоотборников длиной до 10 м. Для идентификации выходов коренных пород на склонах хр. Ломоносова использовался буксируемый подводный телевизионный аппарат БПТА-3000, обеспечивающий фототелевизионную съемку морского дна. Оптимальное расстояние теле- и фотокамер до поверхности дна составило 1—3 м, при этом площадь покрытия поверхности дна (площадь видеокадра) составляет 3—10 м². Следует отметить, что на кадрах телефотосъемки на участках с ровным рельефом дна практически не видны образцы грубообломочных пород. Этот факт может служить косвенным доказательством того, что поднятый при геологическом опробовании донно-каменный материал имеет местное происхождение. Тем не менее до настоящего времени проблемы происхождения донного материала вызывают дискуссии. Преимущественно донные отложения представлены алевропилитами с редкими маломощными прослоями песка.

По данным бурения, в приполюсной части хр. Ломоносова в 2004 г. по проекту АСЕХ-302 ниже поверхности несогласия на глубине 404.8 м вскрыты породы, представленные уплотненными песками, песчаниками и аргиллитами, содержащими агглютинированные фораминиферы, динофлагеллаты, а также споры и пыльцу [Backman et al., 2006]. Динофлагеллаты, выделенные из отложений этой части разреза, были определены как домастрихтские и кампанские. Над верхнемеловыми породами был установлен перерыв в осадконакоплении продолжительностью более 24 млн лет, так как вышележащие черные глины по динофлагеллатам определены как позднепалеоценовые. Выявленный бурением второй перерыв в осадконакоплении примерно в 27 млн лет отделяет богатые биогенным материалом глиноалевралиты среднего эоцена, отложившиеся в прибрежных условиях, от кремнисто-обломочных пород раннего—среднего миоцена с незначительным присутствием биогенных остатков [Backman et al., 2008].

Изучение вещественного состава и генезиса донных отложений южной части хр. Ломоносова базируется на данных лабораторного изучения грунтовых колонок, полученных в рейсе АЛ «Россия» в

2007 г., а также экстраполяции геологических и сейсмоакустических данных по прилегающим районам котловин и хребтов СЛО.

Осадки, слагающие дно в пределах описываемого района, принадлежат единой толще рыхлых отложений мощностью не менее 60—70 м, характеризующихся, по данным сейсмоакустических исследований, однородной волновой картиной. Весь сейсмоакустический разрез на глубину до 70 м представлен параллельно-слоистой акустической толщей без видимых несогласий и нарушений. Подобная волновая картина указывает на непрерывный характер осадконакопления. Верхняя ее часть, вскрытая грунтовыми трубками, сложена преимущественно алевропелитами.

На основании анализа петрографического состава донно-каменного материала (ДКМ) выявлено, что в привершинной части хребта и на западном склоне отрога Геофизиков ДКМ на 50—70 % состоит из терригенных обломков и на 20—25 % — из карбонатов. Среди терригенных разностей преобладают темноцветные аргиллиты, песчаники и алевролиты. В отдельных пробах обнаружено несколько обломков кристаллических сланцев и крупные (до 0.5 см) кристаллы слюды. На самом юге этого участка встречаются обломки эффузивов, представленные базальтами, в том числе и оливиновыми разностями. Форма обломков самая разнообразная и зависит от устойчивости к выветриванию исходных пород. На хр. Ломоносова — это угловатые и угловато-окатанные, уплощенные обломки аргиллитов. Размер их редко превышает 2—3 см. Анализ обломков поднятых горных пород позволил выделить ряд комплексов ДКМ.

Комплекс метаморфизованных магматических пород предположительно образован за счет деформации древнего фундамента хр. Ломоносова [Кабаньков, Андреева, 2006]. Возраст этих образований в настоящее время уточняется.

Комплекс кварцевых песчаников и алевролитов образован в результате размыва зрелых осадочных пород. Песчаники в значительной части состоят из хорошо отсортированных зерен кварца, полевые шпаты резко подчинены, цемент — кварцевый регенерационный и поровый, редко — кальцитовый, пойкилокластического типа [Кабаньков, Андреева, 2006]. Результаты анализа детритных цирконов, выделенных из угловатого фрагмента кварцевого песчаника, поднятого в южной части хр. Ломоносова, показывают, что возраст пород, служивших источником кластического материала, определяется широким интервалом от 2500 до 300—200 млн лет. Эти результаты хорошо согласуются с данными А. Грантца [Grantz et al., 2001], который определил сходный интервал возрастов детритных цирконов из образца коренного песчаника, поднятого на склоне хр. Ломоносова на широте около 89°N.

Возраст цирконов в аналогичных кварцевых песчаниках поднятия Менделеева изменяется от раннепалеозойского-мезозойского (400—220 млн лет) до позднепротерозойского (2000—1600 млн лет).

Комплекс карбонатных пород представлен слабеперекристаллизованными доломитами и известняками и связан с деформацией пород, характерных для мелководных и лагунных условий седиментогенеза. В аналогичных образцах с поднятия Менделеева была обнаружена палеозойская фауна.

Приведенные данные об особенностях пространственного распределения разнообразных обломков горных пород позволяют предположить их связь с различными формационными комплексами. Предполагая, что формирование песчаников и алевролитов происходило в процессе деформации (размыва) местных пород, в разрезе хр. Ломоносова можно выделить нижнепротерозойские, палеозойские, юрско-меловые материнские осадочные породы. Дополняют осадочный чехол вскрытые скв. АСЕХ-302 позднемеловые и кайнозойские образования [Buckman et al., 2006].

Таким образом, область размыва пород от позднепротерозойского до раннепалеозойского-мезозойского возраста для хр. Ломоносова и поднятия Менделеева, предположительно, является общей.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ГЕОТРАВЕРСАХ «ТРАНСАРКТИКА-1992» И «АРКТИКА-2007»

Методика полевых наблюдений. Первые комплексные геолого-геофизические исследования хр. Ломоносова были выполнены российской геологической службой с дрейфующей ледовой базы в 1992 г. на геотраверсе «Трансарктика-1992» (см. рис. 1). В 2007 г. российские исследования хр. Ломоносова были продолжены на геотраверсе «Арктика-2007» (рис. 1). Сейсмические работы производились с АЛ «Россия». Основными видами исследований на геотраверсах были наледные сейсмические наблюдения методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), наледные сейсмозондирования МОВ и аэрогеофизическая съемка в полосе профиля. На геотраверсе «Арктика-2007» исследования были дополнены сейсмическими наблюдениями МПВ на детальном секущем профиле, наледными гравиметрическими измерениями на точках постановки сейсмических станций, геологическим опробованием, сейсмоакустическим и телефотопрофилеированием в точках геологического пробоотбора. Наблюдения ГСЗ проводились по системе встречных и нагоняющих годографов.

Основные отличия в производстве работ были связаны с использованием при исследованиях в последние годы современных технических средств.

На геотраверсе «Трансарктика-1992» регистрация волн осуществлялась аналоговыми станциями «Тайга-2» с использованием 6-канальной приемной расстановки длиной 250 м. Каждый канал представлял собой точечную группу из восьми однокомпонентных сейсмоприемников. Шаг между регистраторами на геотраверсе изменялся в диапазоне от 4 до 6 км, среднее расстояние между пунктами взрыва равнялось 40 км. На основном и секущем геотраверсе ГСЗ «Арктика-2007» для регистрации волн использовались 3-компонентные цифровые станции «Геон». Одновременно на расстановках размещалось 30 станций. Расстояние между ними на основном геотраверсе составляло 5 км, на секущем — 2 км.

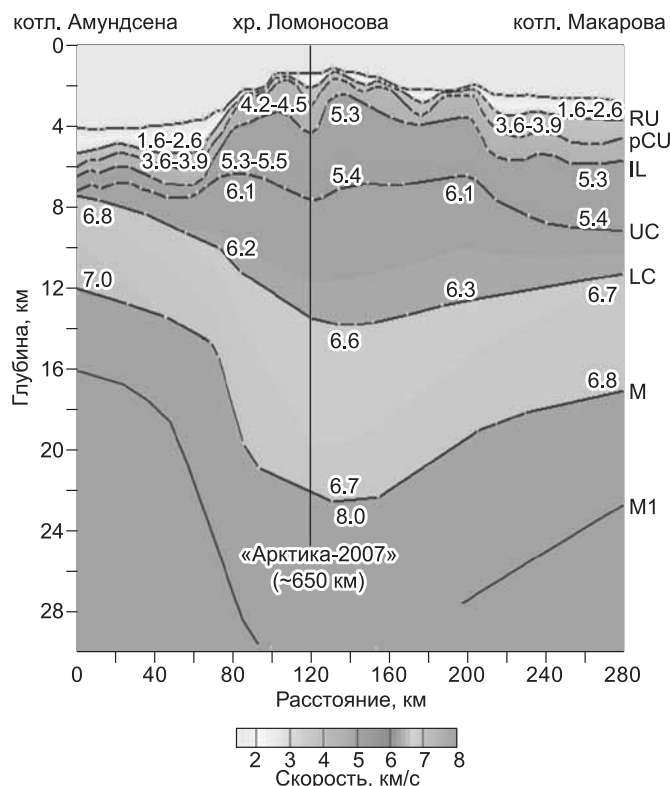
Для возбуждения сейсмических волн использовались взрывные источники. Вес заряда, размещенного в воде на глубине около 100 м, изменялся от 100 до 1200 кг в зависимости от положения пункта взрыва относительно расстановки регистраторов. Максимальное расстояние взрыв—прием при наблюдениях ГСЗ достигало 200 км. Точность координирования пунктов возбуждения и регистраторов по профилю составила ± 230 м.

Методика обработки и интерпретация геофизических данных, полученные результаты. Данные широкоугольных ГСЗ вдоль геотраверсов «Трансарктика-1992» и «Арктика-2007» были обработаны по единому графу: для улучшения соотношения сигнал/шум применялись процедуры ProMAX 2D, v. 1998: восстановление амплитуд за офсет и полосовая минимально-фазовая фильтрация 1—2—7—9 Гц.

Ряд ранее опубликованных моделей земной коры по геотраверсу «Трансарктика-1992» [Поселов и др., 2007] основывался на кинематической интерпретации системы формальных годографов. В последнее время аналоговые данные оцифрованы, что позволило использовать современные программные средства для уточнения модели коры методом ее согласования с динамическими и кинематическими особенностями зарегистрированного волнового поля ГСЗ.

Кинематическая интерпретация данных состояла из последовательных коррекций модели земной коры после решений прямых сейсмических задач, моделирования синтетического волнового поля и сопоставления его с записями широкоугольных ГСЗ. Для этих целей использовалось открытое программное обеспечение RAYINVR и сопутствующая программа амплитудного моделирования TRAMP [Zelt, 1999].

На всех этапах интерпретации данных ГСЗ модель коры согласовывалась с данными по осадочному чехлу, полученными по профилю А-7 (МОВ-ОГТ), выполненному вдоль геотраверса «Арктика-2007» в рамках программы 2007 г. ОАО «МАГЭ» на НИС «Профессор Куренцов» и с материалами сейсмических зондирований МОВ, выполненных в процессе дрейфа ледовой базы экспедиций «Север» и на ближайших участках дрейфа станций «Северный полюс» разных лет для геотраверса «Трансарктика-1992».



Итоговая скоростная модель земной коры вдоль геотраверса «Трансарктика-1992» представлена на рис. 2. На модели прослежены:

- Три осадочных комплекса, разделенных региональным (RU) и посткампанским (pCU) несогласиями. Комплексы характеризуются скоростями 1.6—2.6 км/с (верхний), 3.6—3.9 км/с (средний) и 4.2—4.5 км/с (нижний). Суммарная мощность комплексов меняется от ~ 1.5 км на хребте до 2—2.5 км в прилегающих бассейнах.

- Промежуточный комплекс, расположенный под акустическим фундаментом (IL) и имеющий скорости 5.3—5.5 км/с. Суммарная мощность комплекса достигает максимума ~ 5 км в осевой части хребта, несколько сме-

Рис. 2. Скоростная модель земной коры вдоль профиля «Трансарктика-1992».

RU — региональное несогласие, pCU — посткампанское несогласие, IL — промежуточный слой, UC — верхняя кора, LC — нижняя кора, M — граница Мохо, M₁ — внутримантийная граница.

щенной к котловине Амундсена. В котловине Макарова она сокращается до 4—4.5 км, а в котловине Амундсена до ~ 1.5 км.

- *Верхняя кора* характеризуется вариациями скорости в интервале 6.1—6.3 км/с; на хребте мощность верхней коры составляет 6—7 км; в котловине Макарова она сокращается до 2—2.5 км, а в котловине Амундсена — почти до полного выклинивания (в пределах точности метода).

- *Нижняя кора*. Главной особенностью волнового поля является отсутствие в первых вступлениях волны P_g в нижней коре (в пределах хр. Ломоносова), в результате чего скоростные параметры последней на хребте оценивались только косвенно — по волнам P_mP (рис. 3), и они не превышают значений 6.7 км/с; в прилегающих бассейнах скорости в нижней коре, определенные по рефрагированным волнам, имеют значения 6.7—6.8 км/с в котловине Макарова и 6.8—7.0 км/с в котловине Амундсена. Мощность нижней коры достигает ~ 8 км в осевой части хребта, уменьшается до ~ 6 км в котловине Макарова и до ~ 4 км в котловине Амундсена.

- *Верхняя мантия*. На хребте информация о ней получена преимущественно по годографам волн P_mP (см. рис. 3), поэтому скорость в верхней мантии в пределах хребта можно было оценить только косвенно; в прилегающих бассейнах она фиксируется достаточно надежно и составляет 8.0 км/с; глубина раздела Мохо изменяется от ~ 22 км в осевой части хребта до ~ 17 км в котловине Макарова и до ~ 12 км в котловине Амундсена. В процессе моделирования синтетической волны P_mP выделена внутримантийная граница со скоростью 8.2 км/с, круто погружающаяся под хр. Ломоносова с ~ 23 км в котловине Макарова и с ~ 15 км в котловине Амундсена. Особенностью волнового поля ГСЗ «Трансарктика-1992» является необычно высокая интенсивность P_n волн, зарегистрированных на склонах хр. Ломоносова в прилегающие котловины. Причина резкого повышения интенсивности P_n волны объясняется интерференцией рефрагированной волны в верхней мантии с волной, отраженной от границы ниже раздела Мохо (внутримантийной границы) (см. рис. 3).

Впервые в практике сейсмических исследований в Арктике (до широты 84°) были выполнены сейсмические наблюдения МОГТ с 648 канальным приемным устройством длиной 8100 м (профиль А-7). Достигнутая кратность наблюдений МОГТ равнялась 108. Длина профиля А-7 от Новосибирских островов до пересечения с геотраверсом «Трансарктика-1992» составила 832 км. Обработка данных МОГТ выполнена в ОАО «МАГЭ» с помощью программного обеспечения ProMAX R5000, а интерпретация — во ВНИИОкеангеология.

Благодаря применению при регистрации 8-километровой сейсмокоды и достигнутой высокой кратности наблюдений, в процессе обработки данных удалось достаточно точно определить скоростные характеристики осадочного чехла на всю его мощность (рис. 4).

На всем протяжении профиля в осадочном чехле прослеживаются две опорные сейсмические границы (несогласия) — региональное (RU) и посткампанское (pCU). На хребте, по мере продвижения в направлении континентального склона, обе границы сливаются и на разрезе представляют собой единый опорный горизонт. В пределах же континентального склона (прогиб Вилькицкого) снова наблюдается четкое расхождение этих опорных границ.

Для стратификации указанных сейсмических границ были привлечены данные глубоководного бурения на хр. Ломоносова, полученные в экспедиции АСЕХ-302 в скважинах M0002-M0004 [Backman et al., 2006]. Логично предположить связь опорных сейсмических границ с наиболее значительными событиями, выявленными по данным бурения. Анализ материалов по скважинам показал, что этими событиями являются два крупнейших эрозионных перерыва.

Нижнее эрозионное событие в разрезе скважин соответствует посткампанскому хронологическому перерыву в седиментации приблизительно в 24 млн лет. По оценке [Деревянко и др., 2009], продолжительность его значительно меньше.

С большой степенью вероятности можно предположить, что эквивалентным сейсмическим маркером этому эрозионному событию является нижний из анализируемых рефлекторов, который на отдельных участках профиля представляет собой структурное несогласие, либо сливается с акустическим фундаментом (AB), являющимся поверхностью промежуточного комплекса на хр. Ломоносова (см. рис. 4).

Анализ сейсмических данных по Арктическому бассейну позволяет отождествить верхний яркий рефлектор с региональным несогласием (RU), которое прослеживается в пределах всех положительных и отрицательных морфоструктур Провинции центрально-арктических поднятий [Буценко, Поселов, 2004; Буценко и др., 2005; Буценко, 2006, 2008; Butsenko, Poselov, 2006]. Это несогласие отделяет богатые биогенным материалом породы среднего эоцена, отложившиеся в прибрежных условиях осадконакопления, от глубоководных отложений раннего—среднего миоцена с небольшим количеством биогенных остатков [Backman et al., 2006].

На основании вышесказанного можно заключить, что посткампанское несогласие на хр. Ломоносова, коррелируясь с хронологическим перерывом в 24 млн лет, по [Backman et al., 2006; Деревянко и

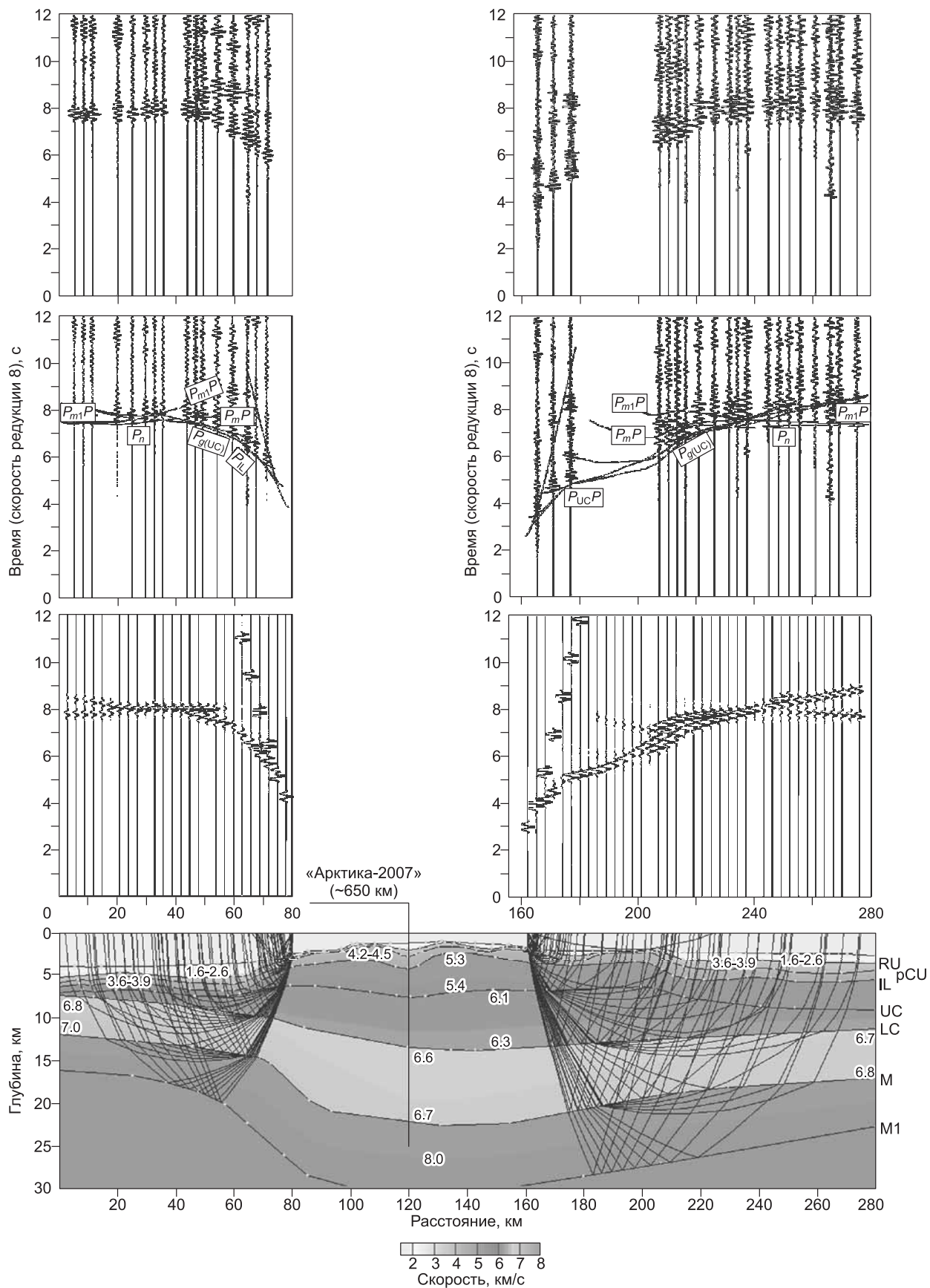


Рис. 3. Интерпретация волнового поля ГСЗ вдоль профиля «Трансарктика-1992» (ПВ3, ПВ15).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

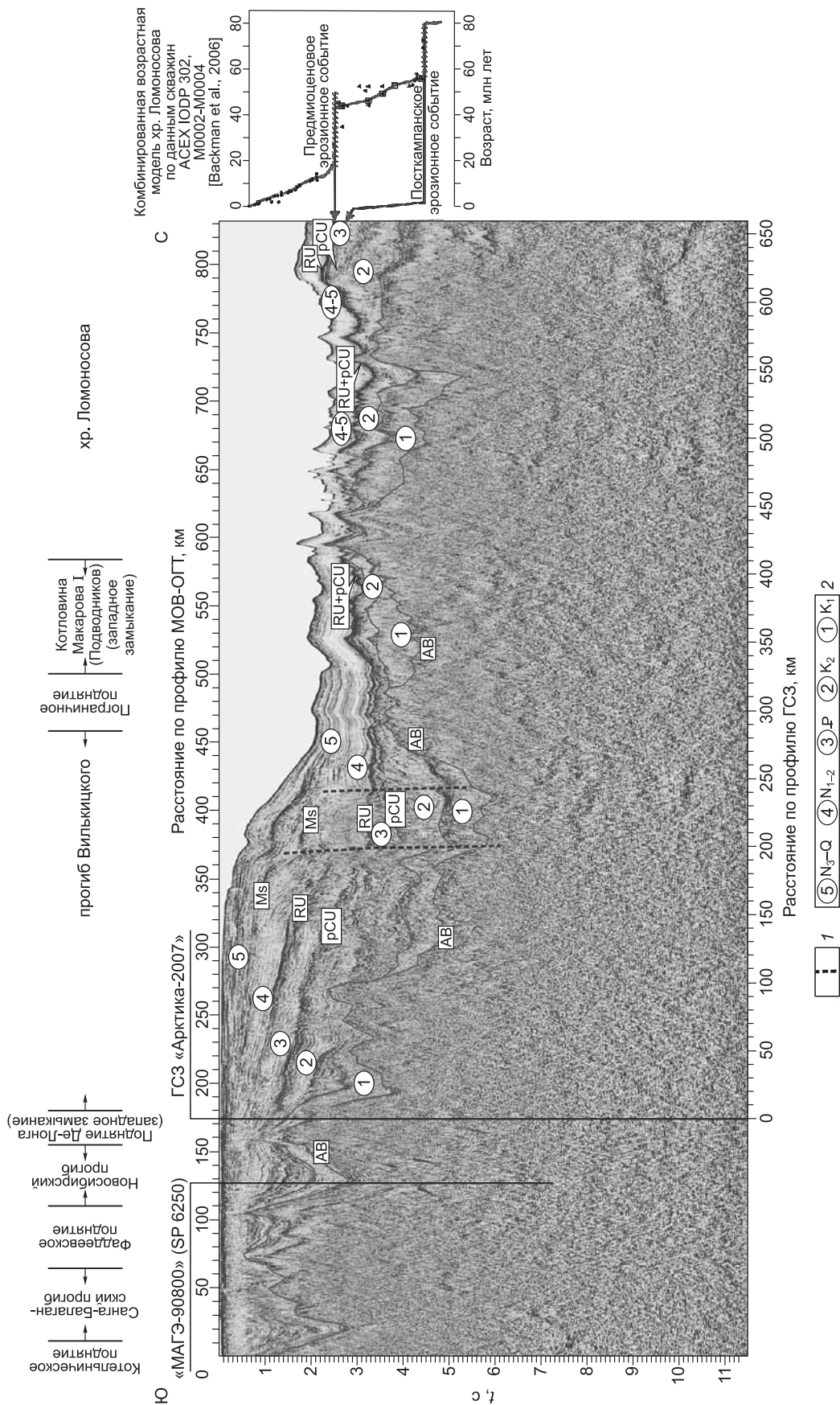


Рис. 4. Временной мигрированный разрез МОВ-ОГТ вдоль профиля «Арктика-2007» (данные ОАО «МАГЭ»).

1 — нормальные сбросы, 2 — предполагаемый возраст сейсмических комплексов и их номера. Основные несогласия (LS3? [Franke et al., 2001]), RU — региональное несогласие (LS2? [Franke et al., 2001]), pCU — посткампанское (маастрихт?) несогласие (LS1? [Franke et al., 2001]), AB — акустический фундамент (поверхность промежуточного комплекса).

др., 2009], между породами кампан-маастрихтского возраста и позднепалеоценовыми отложениями, перекрывает верхнемеловые породы осадочного комплекса и подстилает позднепалеоценовые — ранне-среднеэоценовые осадки.

Непрерывное прослеживание отдельных комплексов в зоне сочленения хребта с шельфом осложнено тектоническими нарушениями нормального сбросового типа, при этом их сейсмостратиграфические и сейсмофациальные характеристики существенно не изменяются.

Необходимо отметить, что вышеизложенная схема стратификации дает датировки осадочных комплексов Лаптевоморского шельфа, которые хорошо соотносятся с ранее предложенными в работе [Frankе, Hinz et al., 2001].

Результаты интерпретации данных ГСЗ вдоль профиля «Арктика-2007», с использованием данных МОГТ по осадочной части разреза, представлены на рис. 5 и 6.

На модели ГСЗ «Арктика-2007» (см. рис. 5) выделены:

- Два осадочных комплекса, разделенных несогласиями (на сейсмическом разрезе МОГТ хр. Ломоносова региональное и посткампанское несогласия не разделяются и маркируются как RU + pCU). Верхний комплекс характеризуется скоростями от 1.9—2.6 км/с на шельфе до 1.9—2.5 км/с на хр. Ломоносова; нижний — скоростями от 3.1—3.5 км/с на шельфе до 2.9—4.1 км/с на хр. Ломоносова; на северном отрезке профиля выявлен осадочный комплекс со скоростями 3.9—4.5 км/с. Суммарная мощность комплексов достигает максимума в ~ 7 км в депоцентре прогиба Вилькицкого, а на хр. Ломоносова не превышает ~ 3 км.

- Промежуточный комплекс (IL). Его скоростные параметры характеризуются латеральной изменчивостью от 4.7—5.0 км/с на шельфе до 5.1—5.4 км/с на хр. Ломоносова. Мощность комплекса меняется по латерали от ~ 7 км на шельфе до ~ 1.5 км под континентальным склоном; на хр. Ломоносова она достигает 3.5 км.

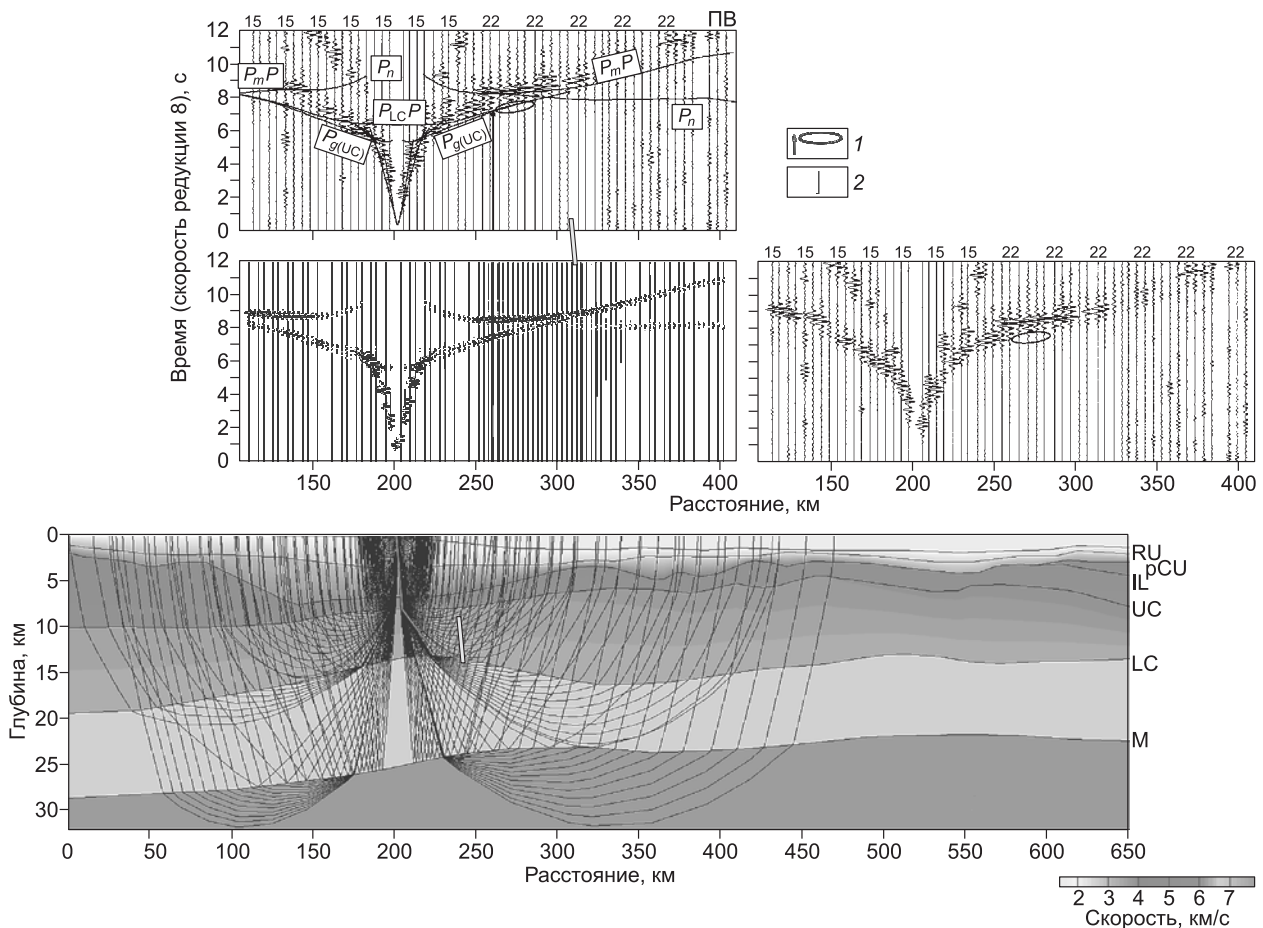


Рис. 5. Интерпретация волнового поля ГСЗ вдоль основного профиля «Арктика-2007» (ПВ 15 + 22).

1 — резкое ослабление $P_{LC}P$ -волны, 2 — разломная зона, зафиксированная по резкому ослаблению $P_{LC}P$ -волны. IL — промежуточный слой. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

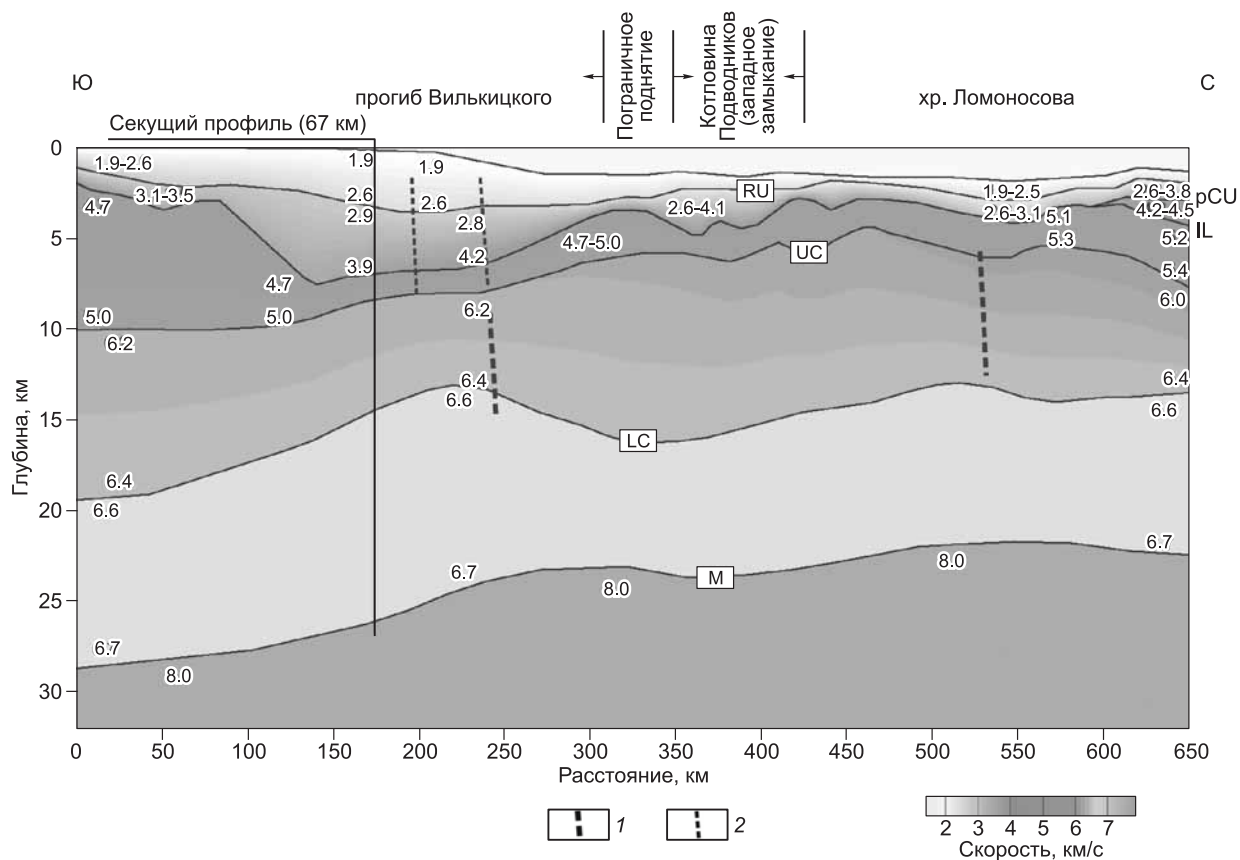


Рис. 6. Скоростная модель земной коры по согласованным данным ГСЗ и МОВ-ОГТ вдоль основного профиля «Арктика-2007».

1 — зоны тектонических нарушений, зафиксированные по резкому ослаблению коровых волн; 2 — нормальные сбросы в осадочном чехле, по данным МОВ-ОГТ. Усл. обозн. см. на рис. 2.

- *Верхняя кора* характеризуется скоростями 6.0—6.4 км/с и мощностью 6—7 км. В верхней коре прослеживаются две зоны резкого затухания коровых волн, которые интерпретируются как зоны тектонических нарушений в верхней коре. Как видно на рис. 5, фиксируемое по этому признаку тектоническое нарушение на пикете 240 км основного геотраверса ГСЗ совпадает с очевидным тектоническим нарушением нормального сбросового типа в осадочном чехле на профиле МОВ-ОГТ (см. рис. 4).

- *Нижняя кора.* Скорости в ней, оцененные по фрагментам $P_m P$ волн, не превышают значения 6.7 км/с. Первые вступления волн P_g в нижней коре отсутствуют. Глубина залегания кровли нижней коры определялась по фрагментам отраженных волн; мощность нижней коры составила 9—12 км.

- *Верхняя мантия.* Информация о ней получена по записям фрагментов волн $P_m P$. Скорость в верхней мантии принималась равной 8.0 км/с (по аналогии с основным профилем); раздел Мохо погружается на запад от 26 км под прогибом Вилькицкого до 28 км под его западным ограничителем. Мощность кристаллической коры остается в пределах 15—18 км вдоль всего профиля.

Таким образом, с внешнего шельфа морей Лаптевых — Восточно-Сибирского на хр. Ломоносова прослеживаются стратифицированные кайнозойские комплексы, промежуточный комплекс и кристаллические слои коры (см. рис. 5). В зоне сопряжения хребта с шельфом их прослеживание осложнено тектоническими нарушениями нормального сбросового типа, проникающими в кристаллическую часть коры.

Результаты кинематической интерпретации сейсмических данных на секущем геотраверсе «Арктика-2007», освещающем субширотный разрез коры вдоль континентального склона севернее Новосибирских островов, представлены на рис. 7.

Рефрагированные верхнекоровые волны представляют собой 2—3-фазовые цуги и выходят в первые вступления на удалении 20—25 км от пункта взрыва. Волны прослеживаются местами до 60 км, что при шаге расстановки, равном 2.5 км, обеспечивает надежное построение верхнекоровой границы

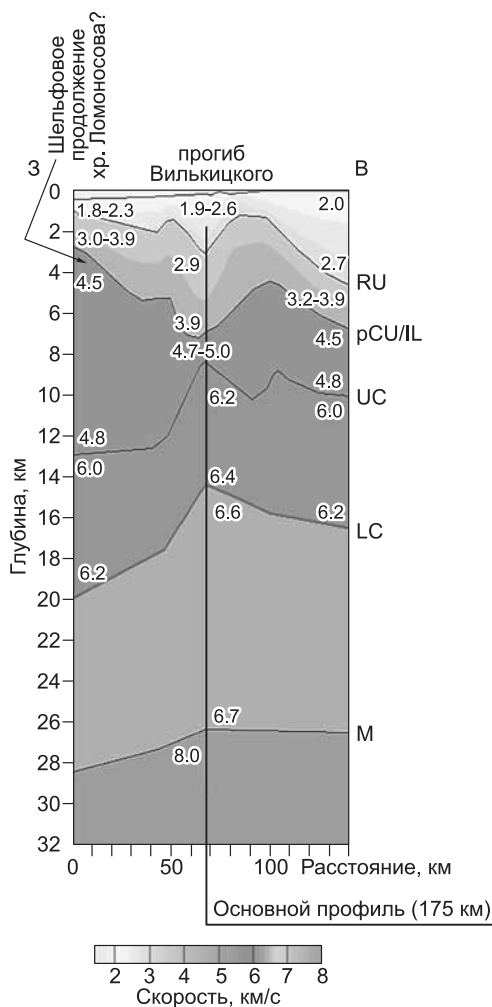


Рис. 7. Скоростная модель земной коры вдоль секущего профиля «Арктика-2007».

Усл. обозн. см. на рис. 2.

(рис. 8). Выходов рефрагированных нижнекоровых волн в первые вступления, а также мантийных рефрагированных волн, не наблюдается. В разрезе земной коры по этому геотраверсу выделены:

- Три осадочных комплекса, разделенных региональным несогласием (RU). Комплексы характеризуются скоростями 1.9—2.6 км/с (верхний), 2.9—3.9 км/с (средний) и 4.2—4.5 км/с (нижний). Суммарная мощность комплексов достигает максимума в ~ 7 км в прогибе Вилькицкого и уменьшается до ~ 2 км на западном фланге профиля.

- Промежуточный комплекс (IL) со скоростью 4.5—5.0 км/с. Мощность комплекса радикально уменьшается с запада на восток от ~ 10 до 1.5—3 км; таким образом, промежуточный комплекс маркирует положительную структуру западного ограничителя прогиба Вилькицкого.

- Верхняя кора характеризуется скоростями 6.0—6.4 км/с и мощностью 6—7 км.

- Нижняя кора, скорости в которой оценены по фрагментам P_mP волн и не превышают значения 6.7 км/с. Глубина залегания кровли нижней коры определялась по фрагментам отраженных волн. Мощность нижней коры составила 9—12 км.

- Верхняя мантия. Информация о ней получена по записям фрагментов волн P_mP . Скорость в верхней мантии принималась равной 8.0 км/с (по аналогии с основным профилем). Раздел Мохо погружается на запад от 26 км под прогибом

Вилькицкого до 28 км под его западным ограничителем.

На модели субширотного сечения коры вдоль континентального склона севернее Новосибирских островов отчетливо выделяется положительная структура, ограничивающая с запада прогиб Вилькицкого. Эта структура фиксируется как по поверхности промежуточного комплекса, так и по сокращению мощности осадочных отложений (см. рис. 7).

Анализ аномального магнитного поля (АМП), полученного в пределах хр. Ломоносова, показывает, что данный хребет не отражается в виде единой структуры: западному флангу отвечают интенсивные (до 100—600 нТл) короткопериодные аномалии интерференционного типа, почти не отличимые от аномалий хр. Альфа. Многие исследователи связывают подобные магнитные аномалии с многоэтапным проявлением основного магматизма, начиная с мелового времени, поэтому такое объяснение природы АМП предлагается для магнитных аномалий западного фланга хр. Ломоносова. В досрединговой реконструкции АМП и аномального гравитационного поля отчетливо проявляется единство простираний линейных элементов структуры потенциальных полей континентальной окраины Евразии и хр. Ломоносова. Вероятно, это указывает на то, что до образования спредингового Евразийского суббассейна эти два блока составляли единую тектоническую провинцию, отличающуюся активным проявлением рифтогенеза в пермотриасовое и более позднее время, что и определило основные черты строения его коры.

Восточный фланг хр. Ломоносова отличается от западного значительным уменьшением интенсивности локальных аномалий до 100—200 нТл и увеличением периода аномалий, что может быть вызвано более глубоким залеганием источников аномалий, или более слабым проявлением процессов деструкции коры.

На основе итоговых скоростных моделей вдоль геотраверсов «Трансарктика-1992» и «Арктика-2007» (основного) были созданы 2D гравитационные модели.

Моделирование проводилось по аномалиям поля силы тяжести, составленным из двух наборов данных: на участке 100—550 км основного профиля «Арктика-2007» использовались данные наледных

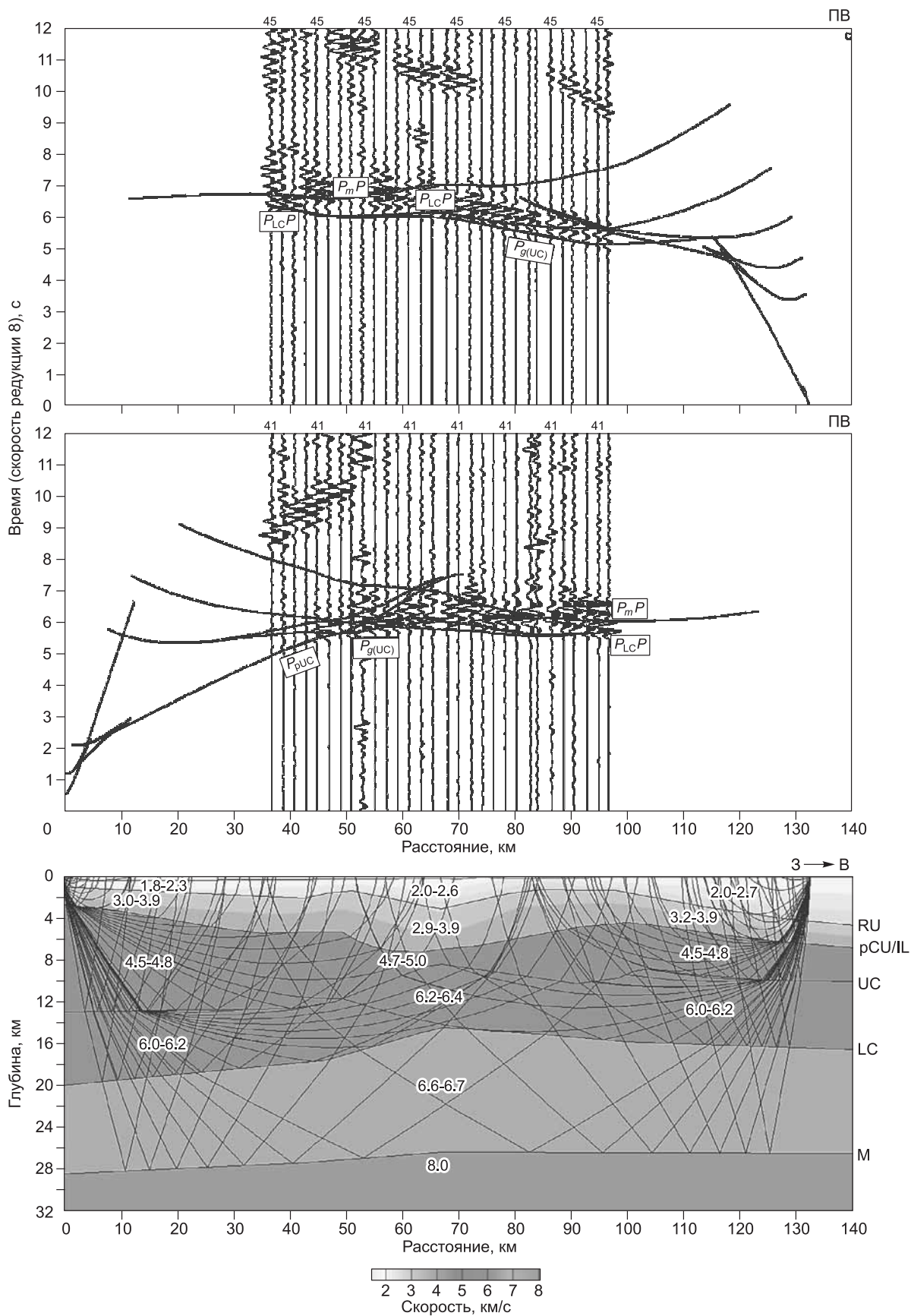


Рис. 8. Интерпретация волнового поля ГСЗ вдоль секущего профиля «Арктика-2007» (ПВ 41, ПВ45).
 pCU/IL — посткампанское несогласие (кровля промежуточного комплекса). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

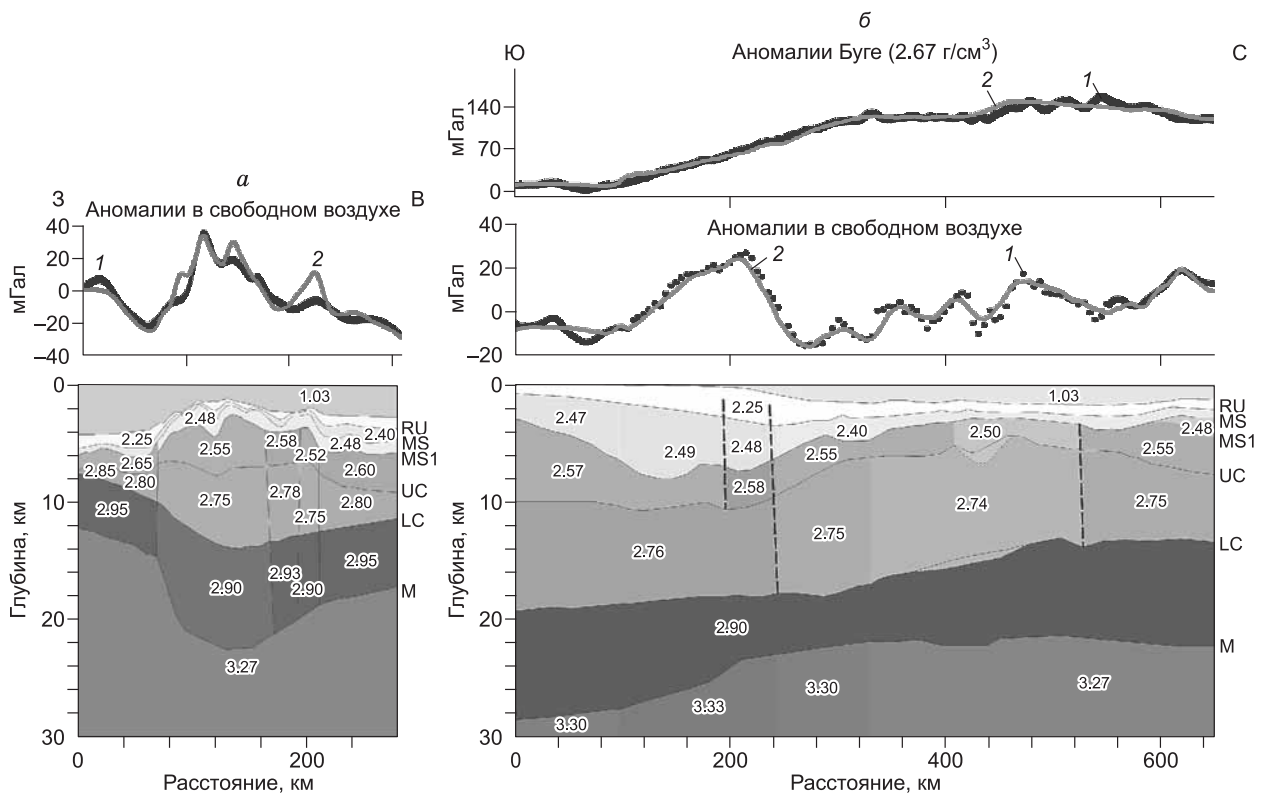


Рис. 9. Плотностные модели по профилям «Трансарктика-1992» (а) и основному профилю «Арктика-2007» (б).

Плотность указана в г/см³.

гравиметрических измерений в точках постановки сейсмических станций. На флангах геотраверса «Арктика-2007» и на геотраверсе «Трансарктика-1992» использовались гравитационные кривые из грида аэрогравиметрической съемки [Astafurova et al., 2006].

Все несовпадения наблюдаемой и вычисленной гравитационных кривых имеют коротковолновый характер и объясняются эффектом сглаженности аномалий из грида аэрогравиметрической съемки.

Плотностные модели земной коры вдоль геотраверсов представлены на рис. 9.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты российских геолого-геофизических исследований по программам «Трансарктика-1992» и «Арктика-2007» позволили сформировать представление о тектоническом строении хр. Ломоносова и о структурных и генетических связях хребта с континентальной окраиной Северо-Восточной Евразии.

Сравнение параметров глубинных сейсмических разрезов шельфа и хр. Ломоносова подтверждает континентальную природу земной коры последнего. К этим параметрам относятся:

- Наличие верхней коры мощностью 8—10 км на хребте и 7—9 км на шельфе со скоростями 6.0—6.4 и 6.2—6.4 км/с соответственно.

- Нижняя кора имеет мощность 8—9 км на хребте и 7—9 км на шельфе со скоростями, не превышающими 6.7 км/с.

- Мощность кристаллической коры на хребте в пределах 14—18 км.

- Общая мощность коры изменяется от 25—26 км на шельфе и в верхней части материкового склона до 20—22 км в глубоководной части хребта. Наиболее значительный подъем поверхности мантии и сокращение общей мощности коры происходит у подножия материкового склона. Предполагается, что преобразование континентальной коры в пределах хр. Ломоносова произошло на раннеокеаническом этапе (мел—палеоген) и выразилось в незначительном уменьшении ее мощности, скорее всего, в результате растяжения под воздействием поднимающихся мантийных масс (рис. 10).

- Обломки горных пород, поднятых с хребта, свидетельствуют о присутствии в разрезе его осадочного чехла нижнепротерозойских, рифейско-палеозойских, юрско-меловых и позднемеловых-кайнозойских материнских отложений.

Кроме того, анализ параметров глубинного разреза зоны сочленения хребта с прилегающим шельфом показывает существование генетической геологической связи между этими структурами и отсутствие признаков перемещения хр. Ломоносова в виде террейна относительно шельфа.

Признаками, характеризующими хр. Ломоносова в качестве естественного продолжения Евразийской континентальной окраины, являются:

- Наличие в зоне сочленения верхней коры со скоростями 6.0—6.4 км/с и мощностью до ~ 5 км, несколько пониженной по сравнению с шельфом и хребтом, и нижней коры со скоростями 6.6—6.7 км/с и мощностью 8—9 км.

- Прослеживание практически без перерывов верхних и промежуточного комплексов осадочного чехла. Под континентальным склоном прослеживание осложнено тектоническими нарушениями нор-

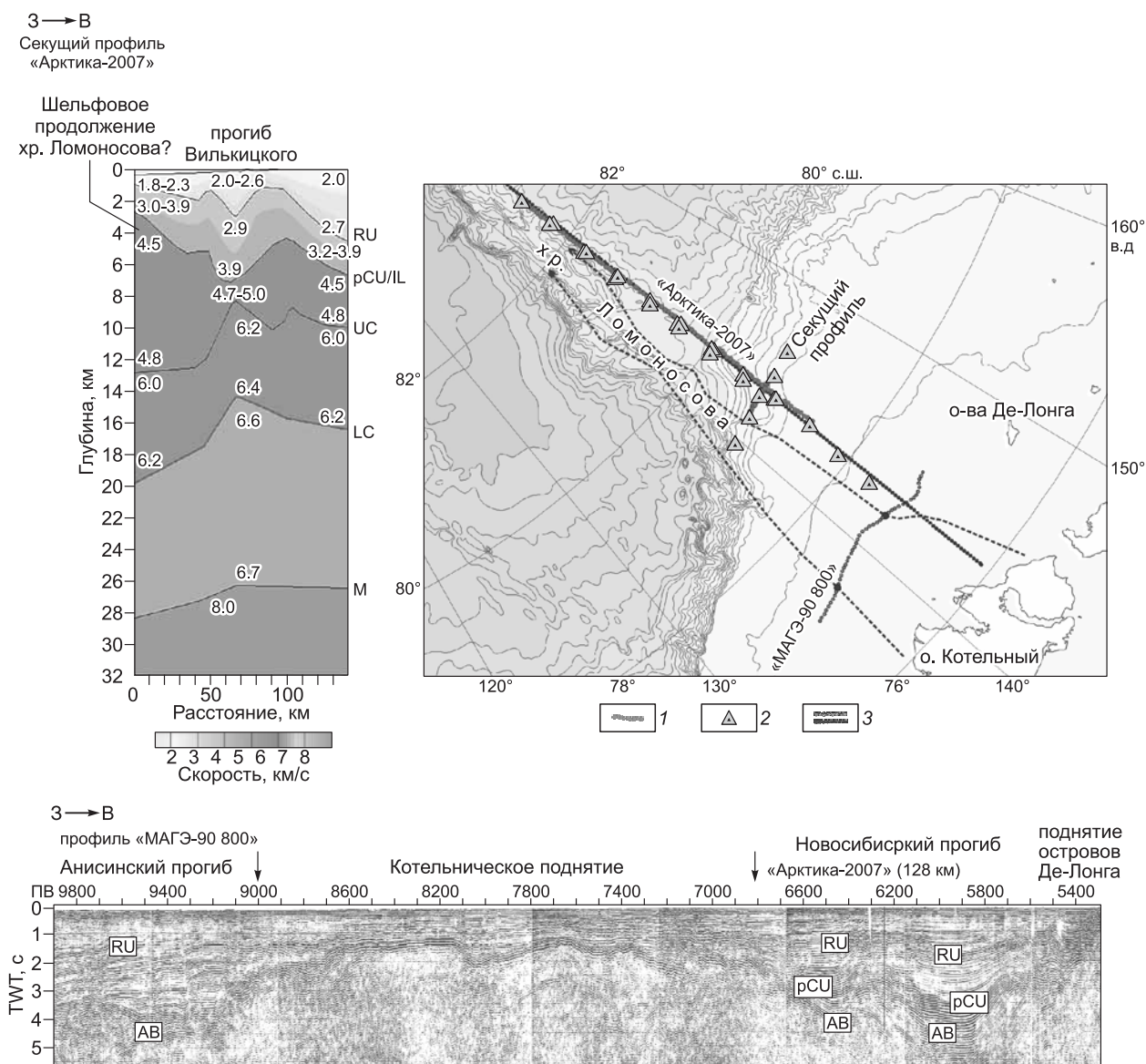


Рис. 10. Предполагаемая структурная связь между массивом Новосибирских островов и хр. Ломоносова.

1 — положение регистраторов и 2 — пунктов взрывов; 3 — профили МОБ-ОГТ; RU — региональное несогласие (LS2, по [Franke et al., 2001]), CU — посткампанское несогласие (LS1, по [Franke et al., 2001]), AB — акустический фундамент (кровля промежуточного комплекса).

мального сбросового типа, при этом сейсмостратиграфические и сейсмофациальные характеристики комплексов существенно не изменяются.

- Трассирование по профилю МОВ-ОГТ «МАГЭ-90800» в области пересечения с геотраверсом «Арктика-2007» субмеридиональной положительной структуры массива Новосибирских островов Котельнического поднятия, выделяемой по поверхности промежуточного комплекса (акустического фундамента). Эта положительная структура продолжается и за пределы шельфа цепочкой выраженных в морфологии дна приподнятых блоков хр. Ломоносова.

- Рельеф дна в зоне сопряжения хр. Ломоносова с континентальной окраиной Евразии свидетельствует о том, что с морфологических позиций хребет должен рассматриваться как естественное продолжение континентальной окраины.

Дополнительные независимые подтверждения генетической связи структуры хр. Ломоносова с прилегающим шельфом дают сейсмологические материалы [Аветисов, 2000, 2002].

Представленная на рис. 11 карта эпицентров землетрясений построена на основе созданного во ВНИИОкеангеология электронного банка арктических сейсмологических данных [Аветисов и др., 2001]. Он включает в себя всю информацию об арктических землетрясениях начиная с конца XIX столетия, а также материалы экспедиционных наблюдений ВНИИОкеангеология.

В пределах Арктического региона представлены оба из существующих типов сейсмоактивных зон: межплитные и внутриплитные. Этот факт установлен давно, однако в явной форме впервые был сформулирован в обзоре [The Arctic..., 1990].

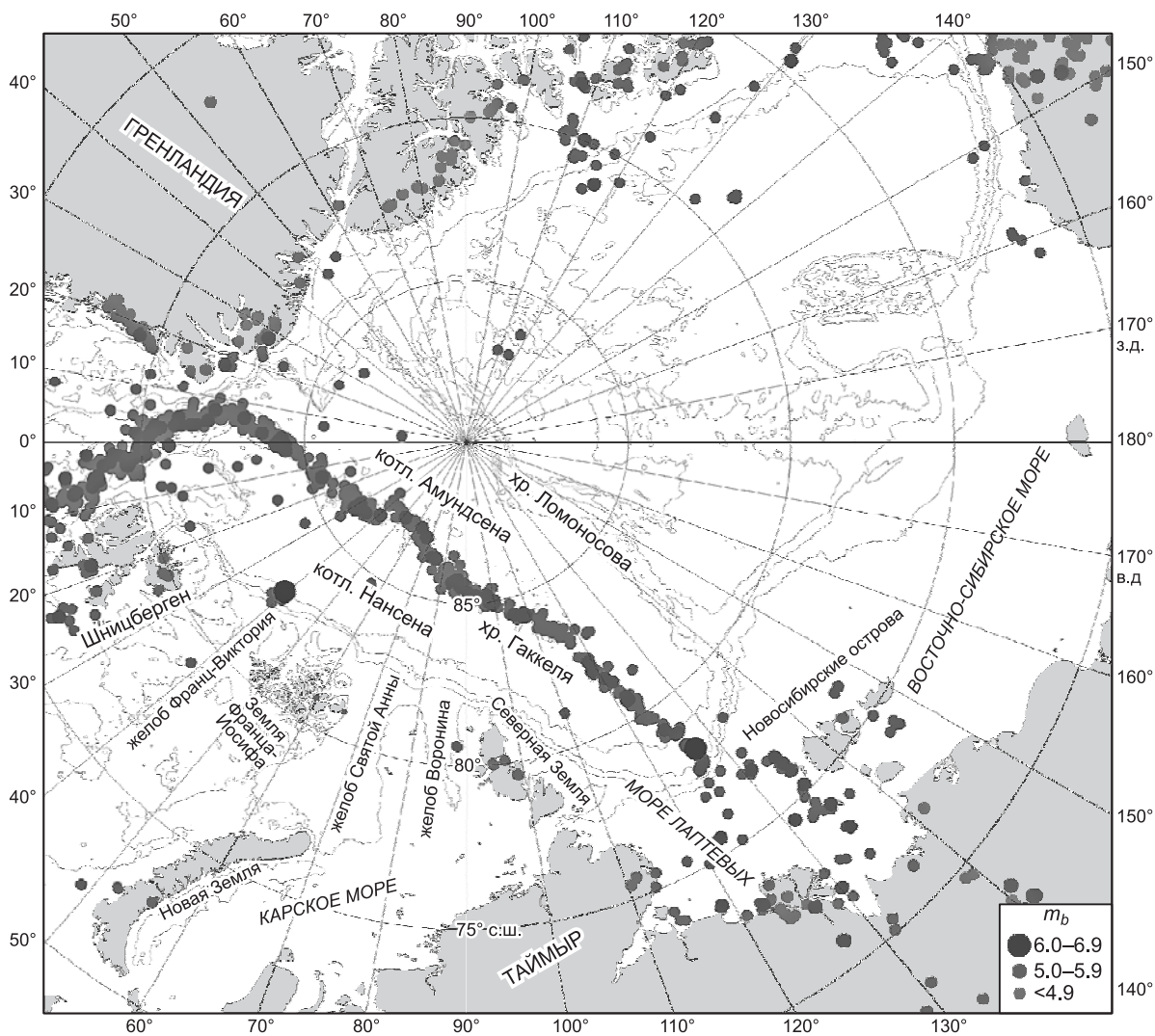


Рис. 11. Карта эпицентров землетрясений Северного Ледовитого океана.

Единой и единственной зоной межплитной сейсмичности является Срединно-Арктический пояс землетрясений, трассирующий дивергентную границу Евразийской и Североамериканской литосферных плит и рассекающий регион на две примерно равные части. Раскол произошел в нижнем эоцене, приведя к образованию Евразийского суббассейна. На шельфе моря Лаптевых единая линия эпицентров раздваивается, ооконтуривая Лаптевскую микроплиту (рис. 12). Все остальные зоны повышенной сейсмичности относятся к внутриплитным, прямо не связанным с каким-либо глобальным сейсмическим поясом. По общепринятому в настоящее время мнению, возникновение внутриплитных землетрясений в первую очередь связано с частичной разрядкой в ослабленных зонах литосферы напряжений, генерируемых в межплитных зонах. Этими ослабленными зонами являются контакты блоков литосферы с различным типом коры (океанической и континентальной), что имеет место вдоль континентального склона Евразии, или контакты блоков континентальной коры, но имеющих различный возраст консолидации.

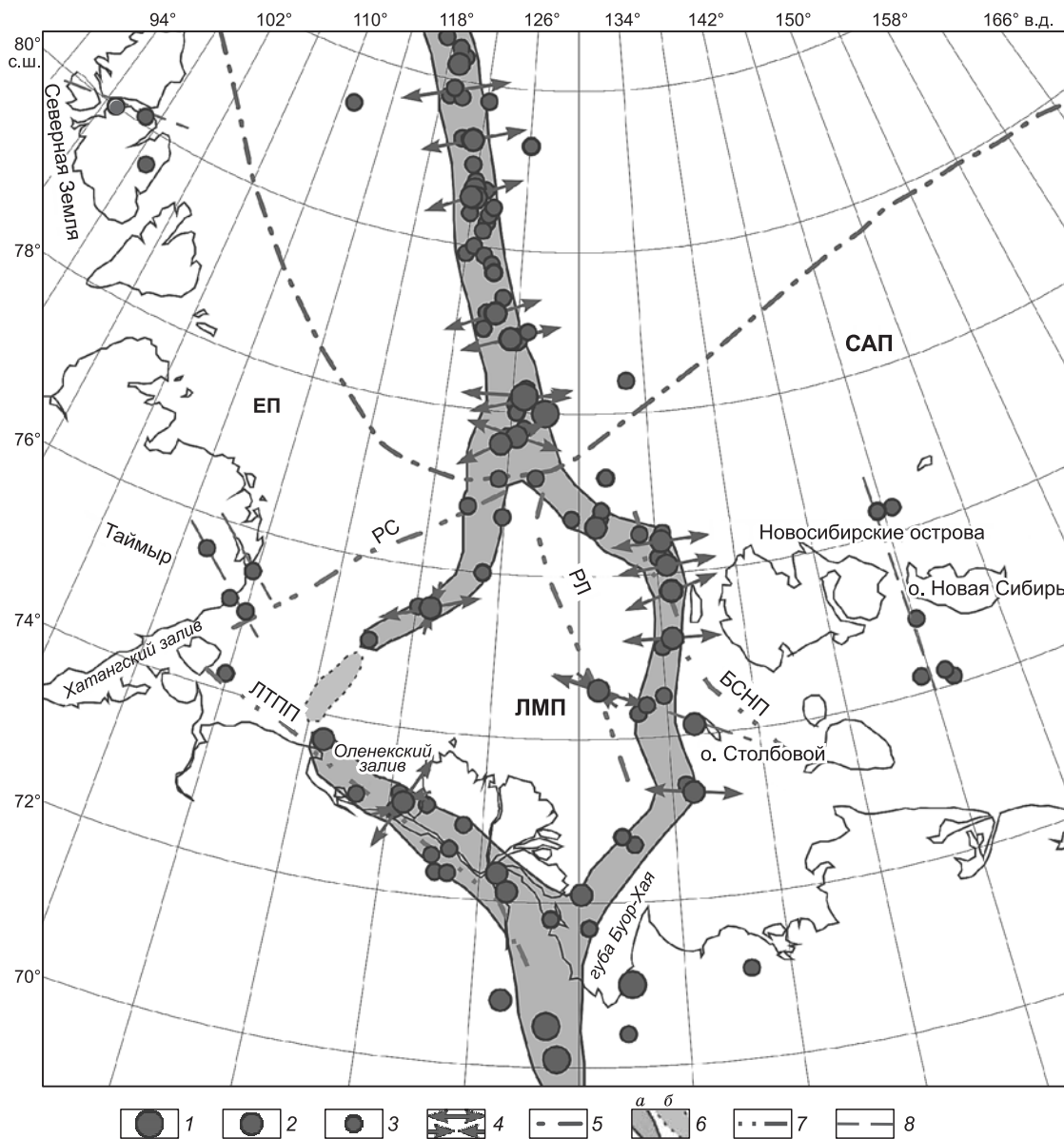


Рис. 12. Эпицентры и фокальные механизмы землетрясений района шельфа моря Лаптевых (1964—2002 гг.) [Аветисов, 2000, 2002].

1—4 — землетрясения разной магнитуды M : 1 — ≥ 6 ; 2 — 5—5.9; 3 — 4—4.9; 4 — оси напряжений растяжения и сжатия (длина стрелки пропорциональна косинусу угла наклона к горизонту); 5 — континентальный склон; 6 — границы плит: *a* — уверенные; *б* — предполагаемые; 7 — главные разломные зоны; 8 — разломы. БСНП — Бельковско-Святоносский прогиб; ЕП — Евразийская плита; ЛМП — Лаптевская микроплита; ЛТПП — Лено-Таймырская зона пограничных поднятий; РЛ — разлом Лазарева; РС — разлом Северный; САП — Северо-Американская плита.

Эпицентры внутриплитных землетрясений фактически «высвечивают», выявляют разновозрастные шовные зоны, по которым в настоящее время и происходят тектонические подвижки. Такими шовными зонами в приевразийской части Арктического региона можно назвать проливы и фиорды Шпицбергена, желоба Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина, проливы Северной Земли, ответвление Новосибирского прогиба между островами Новая Сибирь и Фаддеевский в архипелаге Новосибирские острова (см. рис. 11, 12). Вдоль же разлома Северный, с которым обычно связывают перемещение хр. Ломоносова, и далее в зоне сочленения хребта с шельфом и восточнее вдоль континентального склона Восточно-Сибирского моря никаких землетрясений не отмечено, что однозначно указывает на отсутствие в настоящее время перемещений блока хр. Ломоносова относительно шельфа. По мнению В.С. Старосельцева [Старосельцев, 2003], Северный разлом на шельфе моря Лаптевых является продолжением трансгрессивного линейamentsа, протягивающегося на континенте в северо-восточном направлении от Тургайского прогиба на юго-западе Западной Сибири до Хатангского залива и проявляющегося с середины кембрия с явными признаками вертикальных, а не горизонтальных перемещений разделенных им блоков.

Если предположить, что подобное перемещение хребта существовало ранее, то в этом случае на контакте хребта с шельфом должен был образоваться высокосейсмичный трансформный разлом. Раскрытие Евразийского суббассейна продолжается, и нет никаких сколько-нибудь разумных объяснений факту современного прекращения подвижек по этому разлому и отсутствия повышенной сейсмичности вдоль него. Даже предположение о том, что имел место перескок границы плит на шельф моря Лаптевых, не снимает вопроса о причине исчезновения землетрясений. Они все равно были бы, но уже как внутриплитные. Если есть землетрясения в указанных выше ослабленных зонах более низкого ранга, да еще расположенных значительно дальше от межплитной границы, то в мощной зоне бывшего трансформного разлома, находящейся в непосредственной близости от границы плит, они были бы обязательно. Вывод может быть только один — этого трансформного разлома не было. Кроме того, в случае перемещения блока хр. Ломоносова за его амеразийским склоном существовали бы не глубоководные котловины, а зоны коллизии.

Таким образом, хр. Ломоносова представляет собой погружившийся до батимальных глубин в позднеальпийское время блок континентальной коры древней платформы, переработанной в процессе каледонской тектономагматической активизации с образованием нерасчленяющегося по сейсмическим данным докембрийско-каледонского фундамента (верхней коры) и эпикаледонского платформенного чехла. До позднего мезозоя этот блок и сопредельные с ним участки Восточно-Арктического шельфа развивались в платформенном режиме. Все выделенные на профиле скоростные (структурно-вещественные) комплексы являются общими для шельфовой и батимальной областей СЛО и без прерывов прослеживаются с шельфа на хр. Ломоносова с сохранением скоростных параметров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По материалам комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в последние годы на хр. Ломоносова и в зоне его сочленения с Евразийским шельфом, выявлены признаки утоненной (редуцированной) коры хребта (20—25 км) и его генетическая связь со структурами шельфовых областей.

Не исключено, что вся область Центрально-Арктических поднятий и Восточно-Арктический шельф России представляют единый ансамбль континентальных структур с общей историей развития и синоканнических структурно-вещественных преобразований континентальной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2000, вып. 3, с. 104—114.

Аветисов Г.П. О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 6, с. 793—796.

Аветисов Г.П., Винник А.А., Копылова А.В. Модернизированный банк арктических сейсмологических данных // Российский геофизический журнал, 2001, вып. 23—24, с. 42—48.

Артюшков Е.В. Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин в неогене // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1515—1530.

Буценко В.В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник, 2006, № 11, с. 52—57.

- Буценко В.В.** Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. СПб., 2008, 42 с.
- Буценко В.В., Поселов В.А.** Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 141—159.
- Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Липилин А.В.** Строение литосферы и модель эволюции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО // Разведка и охрана недр, 2005, № 6, с. 14—23.
- Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А.** Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, т. 2 (82), с. 78—84.
- Кабаньков В.Я., Андреева И.А.** О тектонической структуре Полярного бассейна и геологических критериях выделения его шельфовых областей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2006, т. 210, вып. 6, с. 121—129.
- Каминский В.Д.** Глубинное строение центрального арктического бассейна (в связи с обоснованием внешней границы континентального шельфа Российской Федерации и оценкой углеводородных ресурсов): Автореф. дис. д. г.-м. н. СПб., ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2009, 45 с.
- Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М., Каминский В.Д., Курчиков А.Р., Мальшев Н.А., Прищеп О.М., Сафронов А.Ф., Ступакова А.В., Супруненко О.И.** Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 7—17.
- Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М.** Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 2007, № 4, с. 48—59.
- Старосельцев В.С.** Большая диагональ Сибири (обоснование, тектоническое значение) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. М., ГЕОС, 2003, т. 2, с. 213—216.
- Шипилов Э.В., Верниковский В.А.** Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 75—92.
- Astafurova E., Glebovsky V., Fedorov V.** Results of density modeling of the major structural elements of the Arctic Ocean. Proceedings of the Fourth International conference on Arctic margins / Eds. R.A. Scott and D.K. Thurston // OCS study MMS 2006-003, U.S. Department of the Interior, 2006, p. 165—172.
- Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A.** Sites M0001-M0004. Expedition 302 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 2006, v. 302, p. 1—115.
- Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C.** Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography, 2008, v. 23, PA1S03, doi:10.1029/2007PA001476, 15 p.
- Butsenko V.V., Poselov V.A.** Regional paleotectonic interpretation of seismic data from the deep-water Central Arctic. Proceedings of the Fourth International conference on Arctic margins / Eds. R.A. Scott and D.K. Thurston // OCS study MMS 2006-003, U.S. Department of the Interior, 2006, p. 125—131.
- Franke D., Hinz K., Oncken O.** The Laptev Sea Rift // Marine Petrol. Geol., 2001, v. 18, p. 1083—1127.
- Grantz A., Pease V.L., Willard D.A., Phillips R., Clark D.** Bedrock cores from 89° North: implication of the geologic framework and Neogene paleoceanology of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // Geol. Soc. Amer. Bull., 2001, v. 113, № 10, p. 1272—1281.
- Jakobsson M., Macnab R., Mayer L., Anderson R., Edwards M., Hatzky J., Schenke H-W., Johnson P.** An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses // Geophys. Res. Lett., 2008, v. 35, L07602, doi:10.1029/2008GL033520.
- Jokat W.** The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° and 80° N. // Geophys. J. Int. 2005, v. 163, p. 698—726.
- Jokat W., Jackson R.** Seismic studies on Arctic Ridges // Inter Ridge Workshop: mapping and sampling the Arctic ridges. BGR, Hannover, Germany, 1998, p. 6.
- Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen.** Arctic'91: Lomonosov Ridge — a double sided continental margin // Geology, 1992, v. 20, p. 887—890.
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schone T.** New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin // Geophys. J. Intern., 1995, v. 122, p. 378—393.

The Arctic ocean region / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney // Geological Society of America, 1990, 644 p.

Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C. Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic basin // J. Geophys. Res., 1979, v. 84, p. 1071—1089.

Zelt C.A. Modeling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data // Geophys. J. Int., 1999, v. 139, p. 183—204.

*Рекомендована к печати 21 июня 2012 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
10 января 2012 г.*