ГЕОТЕКТОНИКА, 2000, № 6, с. 43-58

УДК 551.242.21(268)

ТЕКТОНИКА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ДНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

©2000 г. С. С. Драчев

Институт океанологии РАН, Москва, 117851, Нахимовский пр., 36

Поступила в редакцию 29.04.99 г.

Море Лаптевых представляет уникальное сочленение активной спрединговой оси (хр. Гаккеля) и континентальной окраины, важное для изучения раскола континентов. Современное понимание тектоники этого региона основывается на результатах морского многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, новейших гравиметрических данных и геологических исследований материкового обрамления. Структура шельфа представлена серией глубоких рифтов и высоко стоящих блоков фундамента, образующих рифтовую систему. С запада на восток выделяются: Южно-Лаптевский рифтовый бассейн, Усть-Ленский рифт, Восточно-Лаптевский и Столбовской горсты, Бельковско-Святоносский и Анисинский рифты. Осадочное заполнение рифтов подстилается гетерогенным складчатым фундаментом мезозойской консолидации и включает до пяти сейсмических комплексов предположительно позднемелового-четвертичного возраста, которые соответствуют различным стадиям рифтогенеза. Их общая мощность, по сейсмическим данным, варьирует от 3-4 до 8-12 км в рифтах, а на горстах не превышает 1-1.5 км. Вся рифтовая система перекрыта сплошным горизонтальным чехлом верхнеплиоцен-четвертичных осадков, отражающим общее прогибание шельфа в условиях значительного замедления рифтогенеза. Данное событие связано с последней перестройкой движений Евразийской и Северо-Американской плит на рубеже около 3 млн. лет. Сокращение мощности осадочного заполнения рифтов и упрощение их внутренней структуры в восточном направлении рассматриваются как результат миграции рифтогенеза. Существование рифтовой системы моря Лаптевых объясняется тем, что данный регион на протяжении последних 70-60 млн. лет являлся одним из сегментов границы Северо-Американской и Евразиатской плит в Арктике.

Введение

Море Лаптевых является частью континентальной окраины Евразии между полуостровом Таймыр и Новосибирскими островами (рис. 1). С севера оно ограничено Евразийским океанским бассейном, вмещающим осевой хребет Гаккеля - крайнее звено мировой системы спрединговых хребтов, оканчивающееся у континентального склона моря Лаптевых (см. рис. 1, врезка). Таким образом, это одно из немногих на Земле сочленений активной спрединговой оси с краем континента, имеющее первостепенное значение для изучения раскола континентов и зарождения океанов.

Молодая рифтовая система в море Лаптевых была предсказана А.Ф. Грачевым и др. [*1970*], рассматривавшими ее как промежуточное звено между хребтом Гаккеля и Момским материковым рифтом. Последующие попытки выявления ее геометрии и геодинамики основывались на рассмотрении батиметрии, сейсмичности, гравитационных и магнитных аномалий и ограниченного объема сейсмических профилей МПВ [*Аветисов, 1993; Виноградов, 1984; Имаев и Козмин, 1989; Патык-Кара и Гришин, 1972; Fujita et al., 1990b; Grachev, 1983; Savostin & Karasik, 1981*], однако, в силу отсутствия данных морского многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ (далее - МОГТ), были во многом гипотетичны.

Первые работы МОГТ были выполнены Морской арктической геологической экспедицией (МАГЭ) в 1986-1987 гг. и затем - Лабораторией региональной геодинамики (ЛАРГЕ) и трестом СЕВМОРНЕФТЕГЕОФИЗИКА (СМНГ) в 1989 г., МАГЭ в 1990 г. и германским Федеральным институтом геологии и минеральных ресурсов (BGR) совместно с СМНГ в 1993-1994 и 1997 гг. Общая протяженность сейсмических профилей составляет около 30000 км (см. рис. 1). И хотя их сеть нерегулярна, полученные данные, подкрепленные результатами спутниковой съемки поля силы тяжести [*Drachev et al., 1999; Laxon & MacAdoo, 1998*], позволили установить главные структурные элементы рифтовой системы и охарактеризовать ее осадочное заполнение [*Иванова и др., 1989; Drachev et al., 1998; Hinz et al., 1998; Roeser et al., 1995*].

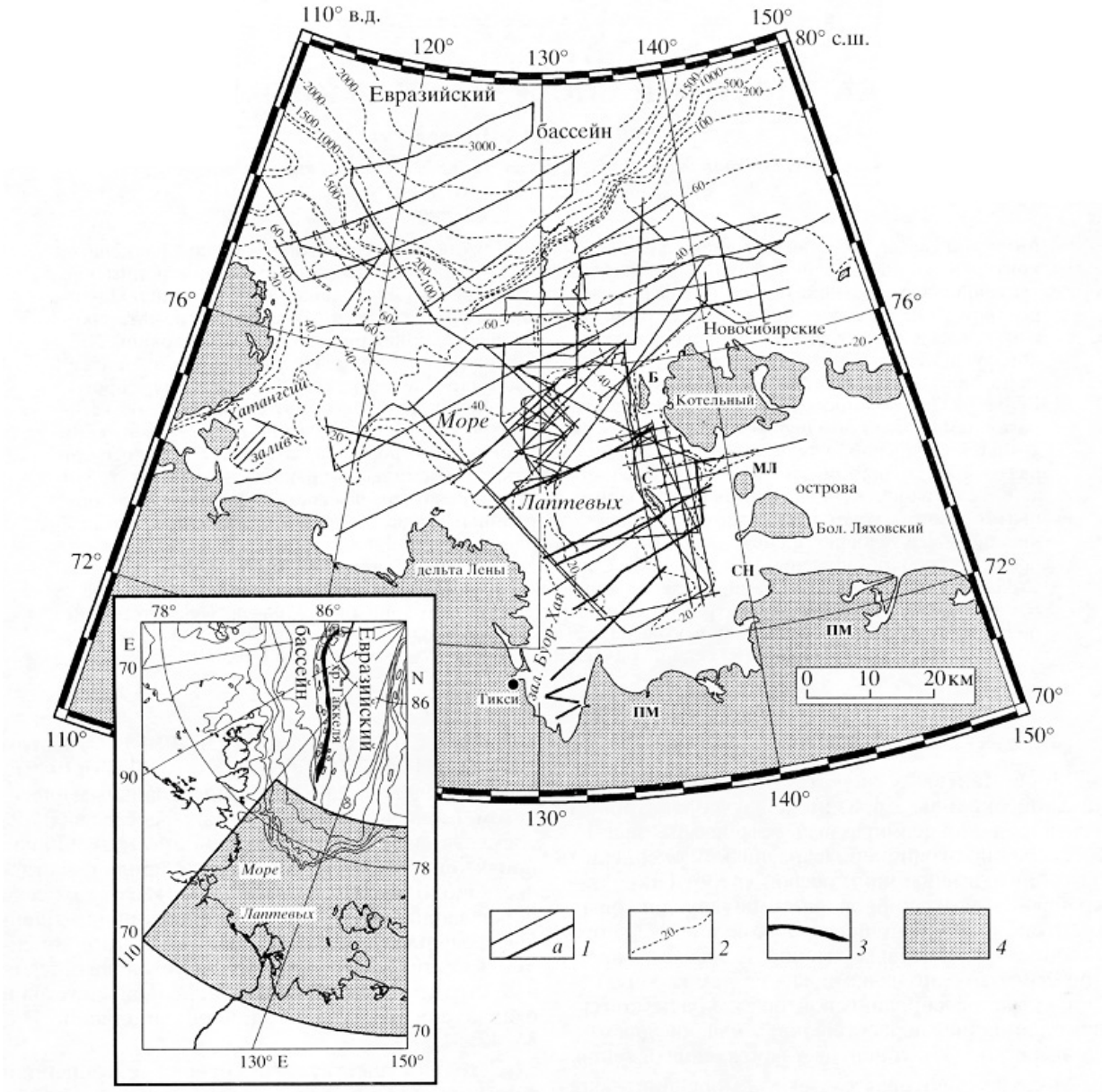

Рис. 1. Континентальная окраина моря Лаптевых и расположение многоканальных сейсмических профилей МОГТ.
Буквами обозначены острова: Б – Бельковский, С – Столбовой, МЛ – Малый Ляховский, СН – мыс Святой Нос, ПМ – Приморская низменность.
1 – сейсмические профили МОГТ (*а* – профили ЛАРГЕ); *2* – изобаты в метрах; *3*, *4* – на врезке: *3* – осевая рифтовая долина хр. Гаккеля, *4* – местоположение района, рассматриваемого в статье.

Сегодня существует две основные концепции тектоники дна моря Лаптевых. Согласно одной из них, фундамент западной и центральной частей шельфа включает крупный перикратонный блок Восточно-Сибирской платформы - массив моря Лаптевых [*Виноградов, 1984; Виноградов и др., 1976; 1974; Иванова и др., 1989; Секретов, 1993*]. На юге массив отчленен от платформы инверсионным Оленекско-Бегичевским авлакогеном, а на востоке обрамляется шельфовым продолжением позднемезозойской Верхояно-Колымской складчатой области. На обе эти провинции наложены грабены палеогенового возраста, среди которых особое место занимает долготный Омолойский, сформированный вдоль границы между поздними мезозоидами и Лаптевским массивом. Осадочный чехол последнего, по аналогии с кратоном, расчленен на рифейско-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемеловой и верхнемеловой-четвертичный мегакомплексы. Первые два рассматриваются как параплатформенные, а третий - как плитный, залегающий на позднемезозойском складчатом основании в восточной части шельфа.

В рамках другой концепции предполагается, что осадочный чехол шельфа моря Лаптевых повсеместно сложен верхнемеловыми-кайнозойскими толщами. Его формирование связывается с деструкцией гетерогенного складчатого основания, начавшейся в позднем мелу и продолжавшейся вплоть до настоящего

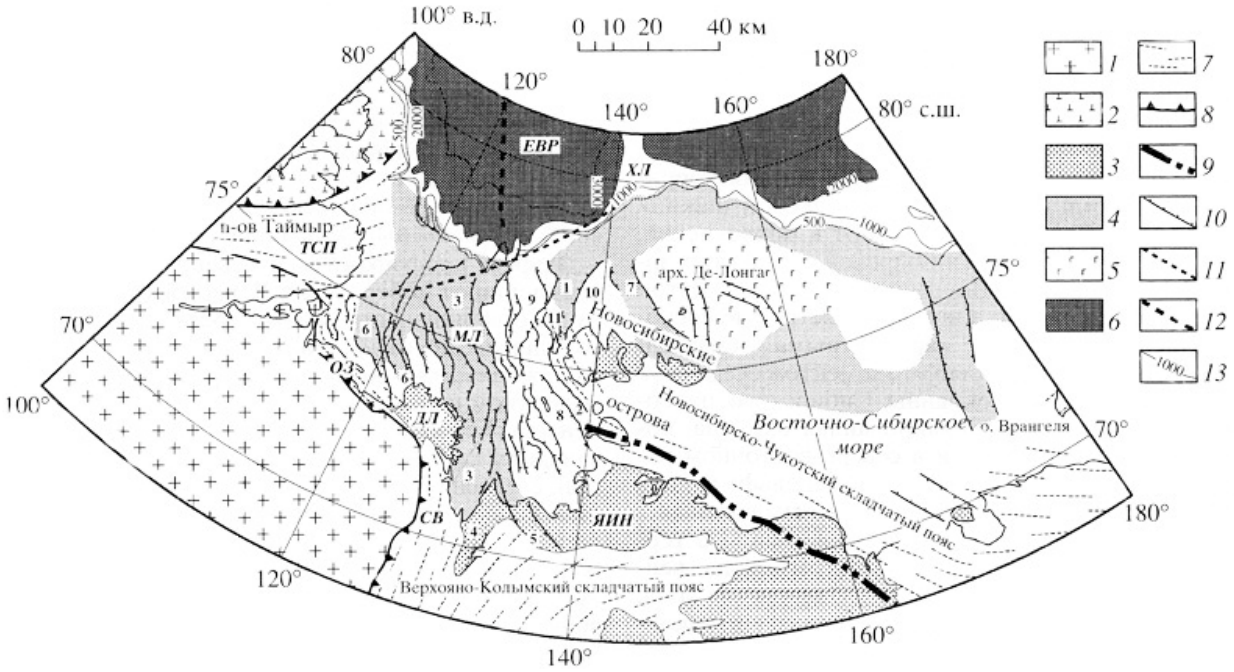

Рис. 2. Схема главных структурных элементов континентальной окраины моря Лаптевых и сопредельных областей (полярная стереографическая проекция).

1 – Восточно-Сибирский кратон; *2* – Карский массив; *3* – кайнозойские отложения на материке и островах; *4* – глубокие меловые–кайнозойские осадочные бассейны преимущественно рифтовой природы на шельфе; *5* – вулканическое поднятие Де-Лонга; *6* – океанские котловины; *7* – генерализованные структурные тренды в складчатых поясах; *8* – фронтальные надвиговые зоны складчатых поясов; *9* – Южно-Анюйско-Ляховская шовная зона; *10* – сбросы; *11* – Хатангско-Ломоносовский трансформный разлом; *12* – спрединговая ось хребта Гаккеля; *13* – изобаты в метрах.

Буквами обозначены: *ЕВР* – Евразийский бассейн, *ХЛ* – хребет Ломоносова, *ТСП* – Таймырский складчатый пояс, *ОЗ* – Оленекская складчатая зона, *МЛ* – море Лаптевых, *ДЛ* – дельта Лены, *СВ* – Северное Верхоянье, *ЯИН* – Яно-Индигирская низменность. Цифры означают: рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Святоносский, 3 – Усть-Ленский, 7 – Новосибирский; грабены: 4 – Омолойский, 5 – Усть-Янский; 6 – Южно-Лаптевский рифтовый прогиб; горсты: 8 – Столбовской, 9 – Восточно-Лаптевский, 11 – Бельковский; 10 – Котельническое поднятие.

времени и вызванной раскрытием Евразийского бассейна [*Богданов и др., 1998; Drachev et al., 1998; Hinz et al., 1998; Roeser et al., 1995*]. Настоящая статья посвящена более подробной аргументации данной концепции. Основой построений являются материалы ЛАРГЕ. Они включают 8 временных мигрированных профилей МОГТ с длиной сейсмической записи 5 с TWT (время двойного пробега отраженной волны), общей протяженностью около 1700 км, полученных с использованием пневмоисточника объемом 5.9 л и 48-канальной сейсмокосы длиной 1200 м. В рассмотрение включены и профили МАГЭ, доступные в виде глубинных и временных разрезов. Эти материалы позволили распространить к югу и северу структуры, выделенные в области сейсмической съемки ЛАРГЕ. Кроме того, использовались результаты работ автора в данном регионе в ходе других наземных и морских экспедиций.

Тектоническое положение, главные структурные элементы и плейт- тектоническая история моря Лаптевых

Тектоническая позиция моря Лаптевых своеобразна. Во-первых, это область сочленения Восточно-Сибирского кратона и трех мезозойских складчатых поясов: Таймырского, Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (рис. 2). Становление этого тектонического узла началось в конце палеозоя с причленения к окраине Сибирского палеоконтинента серии террейнов, а заключительные деформации и интенсивный гранитоидный плутонизм вдоль зон коллизии приходятся на середину мела [*Зоненшайн и Натапов, 1987; Савостин и др., 1984; Fujita, 1978; Parfenov, 1991*]. Во-вторых, в море Лаптевых происходит взаимодействие самого низкоскоростного спредингового хребта с краем континента. Разрастание океанской литосферы в течение всего кайнозоя трансформировалось в растяжение континентальной, что привело к возникновению обширной системы горстов и грабенов, которую мы рассматриваем как рифтовую систему моря Лаптевых. Таким образом, тектоника дна моря Лаптевых является результатом позднемезозойской складчатости и кайнозойского рифтогенеза. Последний, как следует из сейсмологических данных, продолжается и в настоящее время, а рифтовая система моря Лаптевых является самым крайним сегментом дивергентной границы Северо-Американской и Евразийской плит в Арктике [*Аветисов, 1993; Cook et al., 1986; Fujita et al.,*

1990b; Parfenov et al., 1988; Savostin & Karasik, 1981].

Геологические данные показывают, что практически везде, за исключением Хатангского залива, складчатые пояса обрамляют море Лаптевых и, срезаясь под разными углами линией берега, очевидно, продолжаются в область шельфа, формируя его основание (см. рис. 2). В прибрежных районах доминируют палеозойские и мезозойские карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные комплексы. Верхоянский терригенный комплекс (верхний палеозой-нижний мел) и его аналоги преобладают в Верхоянской, Оленекской и Южно-Таймырской складчатых зонах, обрамляющих Восточно-Сибирский кратон на востоке и севере. Он подстилается рифейско-среднепалеозойскими карбонатными образованиями и является основным элементом осадочной призмы пассивной окраины Сибирского палеоконтинента. Эта деформированная окраина, по-видимому, простирается в северо-восточном направлении под осадочным чехлом шельфа вплоть до о. Столбового (см. рис. 2), где обнажаются дислоцированные верхнеюрско-нижнемеловые терригенные турбидиты [*Иванов и др., 1974*], во многом тождественные верхоянскому комплексу. Оленекская зона, судя по особенностям аномального гравитационного поля, представляет апофиз или продолжение Верхоянской и следует, в основном, под шельфовым осадочным чехлом вплоть до полуострова Таймыр, сочленяясь с Южно-Таймырской зоной [*Виноградов и Драчев, 2000*]. Острова Котельный и Бельковский (см. рис. 1) на западном окончании Новосибирско-Чукотского складчатого пояса сложены практически непрерывной дислоцированной в неокоме последовательностью карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных комплексов от ордовика до нижнего мела [*Геология…, 1975*].

Узкая и напряженно дислоцированная Южно-Анюйско-Ляховская офиолитовая шовная зона разграничивает Новосибирско-Чукотский и Верхоянский складчатые пояса. Она прослежена аэромагнитными съемками от низовьев Колымы до мыса Святой Нос и о. Большого Ляховского [*Русаков и Виноградов, 1969; Спектор и др., 1981*] и далее предположительно проходит между о. Столбовым и о-вами Бельковским и Котельным (см. рис. 1) под мощным кайнозойским чехлом рифтовой системы моря Лаптевых.

Таким образом, геологические данные указывают на продолжение мезозойских складчатых поясов в область моря Лаптевых, где они образуют гетерогенное основание рифтовой системы. При отсутствии буровых скважин на шельфе этот вывод представляется важным для интерпретации данных МОГТ, так как существенно сужает возможный стратиграфический диапазон чехла.

Рифтовая система моря Лаптевых представляет ансамбль глубоких рифтовых осадочных бассейнов и горстовых блоков фундамента (см. рис. 2). С востока на запад выделяются: Анисинский и Бельковско-Святоносский рифты, Восточно-Лаптевский и Столбовской горсты, Усть-Ленский рифт и Южно-Лаптевский рифтовый бассейн.

Котельническое поднятие ограничивает рифтовую систему с востока, отделяя ее от Новосибирского рифта в северо-западной части Восточно-Сибирского моря. Поле силы тяжести центральной и восточной частей шельфа имеет наиболее контрастный характер с вариациями амплитуд от -60 мГал над рифтами до 50 мГал - над горстами; Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский и Анисинский рифты выражены наиболее ярко.

Рифты простираются в северо-западном направлении от побережья к Евразийскому бассейну и в северной части шельфа срезаются субортогональным по отношению к ним линеаментом, выраженным в аномальных гравитационном и магнитном полях. Он совпадает с крутым континентальным склоном и далее пересекает в юго-западном направлении весь шельф, уходя в имеющий согласное с ним простирание Хатангский залив. Существование зоны разломов, совпадающей с этим линеаментом, было ранее предположено Р.О. Галабалой [*1983*], К. Фудзитой и др. [*Fujita et al., 1990a*] и А. Грацем и др. [*Grantz et al., 1993*], назвавшими ее Хатангской зоной разломов, Северным сдвигом (transfer) и разломом Чарли, соответственно. Мы рассматриваем данный линеамент как выражение зоны Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома, отделяющего океанскую литосферу Евразийского бассейна от уточненной континентальной - моря Лаптевых. По нему, по мере открытия Евразийского бассейна, должно было осуществляться смещение хребта Ломоносова в восточном относительно края континента направлении.

Раскрытие Евразийского бассейна, начавшееся около 58-56 млн. лет назад, оказало наибольшее воздействие на структуру дна моря Лаптевых. Как следует из анализа движений Евразийский и Северо-Американской плит и геологических данных [*Карасик, 1974; Карасик и др., 1983; Савостин и Драчев, 1988; Савостин и др., 1984; Kristoffersen, 1990* и др.], кай-

нозойская история региона включает следующие периоды:

1) *конец палеоцена-эоцен*: раскол континентальной коры и относительно быстрый, около 2 см/год, спрединг, сопровождавшийся интенсивным растяжением литосферы моря Лаптевых. На этом этапе, по-видимому, были сформированы основные элементы рифтовой системы;

2) *олигоцен-средний миоцен*: период сжатия и/или транспрессии. Около 36 млн. лет назад происходит резкое изменение характера взаимодействия плит, и полюс их вращения перемещается в район, близкий к современному южному окончанию хребта Гаккеля. В Евразийском бассейне спрединг замедлился до 0.2-0.3 см/год, а южнее полюса вращения растяжение континентальной коры сменилось сжатием, что вызвано складчато-надвиговые дислокации палеоген-нижнемиоценовых отложений [*Савостин и Драчев, 1988*];

3) *конец среднего миоцена - средний плейстоцен* - ускорение спрединга до 1.2-1.5 см/год и смещение полюса вращения к югу. Это привело к возобновлению рифтогенеза в области моря Лаптевых, а в континентальных районах в плиоцене формируется обширное поднятие Черского и осложняющий его Момский рифт;

4) *середина плиоцена - настоящее время:* период редуцированного рифтогенеза. Как показано в [*Cook et al., 1986*], около 3 млн. лет назад могла иметь место последняя перестройка взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит. Полюс вращения снова переместился к северу и, в соответствии с сейсмологическими данными и результатами спутниковых наблюдений за современными движениями плит [*Argus & Heflin, 1995*], находится в районе побережья залива Буор-Хая. В результате этого к югу от полюса вращения плит, в горных районах Северо-Восточной Азии, произошла смена режима растяжения литосферы на сжатие [*Имаев и др., 1990; Parfenov et al., 1988*], а в области моря Лаптевых - значительное замедление рифтогенеза.

Кроме указанных периодов, мы предполагаем, что начальное растяжение литосферы моря Лаптевых имело место в конце позднего мела-палеоцене, т.е. за 10-15 млн. лет до начала спрединга в Евразийском бассейне. Данная тектоническая фаза не выражена в аномальном магнитном поле бассейна и будет обсуждаться ниже.

Сейсмостратиграфия и возраст осадочного заполнения рифтов

Мощные осадочные толщи заполнения рифтов повсеместно развиты на шельфе, за исключением вершинных частей Столбовского и Бельковского горстов (см. рис. 2). В континентальных районах, примыкающих к морю Лаптева, кайнозойские отложения образуют чехлы в Яно-Индигирской низменности и дельте Лены, являющихся непосредственным продолжением осадочного чехла шельфа, а также выполняют серию небольших грабенов в Северном Верхоянье (см. рис. 2). Везде на материке кайнозойские отложения резко несогласно залегают на позднемезозойском складчатом основании, представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми фациями с большим количеством растительных углефицированных остатков и обнаруживают значительную неполноту разрезов, выраженную в многочисленных стратиграфических перерывах. Расчленение и корреляция этих толщ выполнены по палинологическим данным [*Палеоген…, 1989*].

При отсутствии буровых скважин прибрежные разрезы осадочного чехла, несмотря на их относительную неполноту, становятся единственным источником информации о возможном возрасте и природе сейсмических комплексов (СК) шельфа. Корреляция СК с наземными разрезами предполагает, что региональные несогласия имеют одинаковый или очень близкий возраст как в области современной суши, так и на шельфе и соответствуют фазам тектонической активности, связанным в данном регионе с взаимодействием Северо-Американской и Евразийской плит. Действительно, основные стратиграфические несогласия, известные в Лаптевском регионе [*Палеоген…, 1989*], удовлетворительно сопоставляются с основными тектоническими событиями в области глубоководных бассейнов Арктики; отмечается и их корреляция с несогласиями в хорошо изученной области моря Бофорта (рис. 3).

Рефлектор "А" с различной степенью уверенности распознается на всех сейсмических профилях за исключением отрезков, пересекающих глубоко погруженные части рифтов. Ниже этого рефлектора не зафиксировано сколько-нибудь протяженных и регулярных отражений, и он рассматривается как поверхность акустического фундамента (рис. 4). Последний трактуется как гетерогенное, в основном складчатое, консолидированное в позднем мезозое основание шельфа. Так как на горизонт "А" налегают разновозрастные СК, он представляет гетерохронное несогласие, которое в осевых частях рифтов может соответствовать началу рифтогенеза (rift onset unconformity), а в

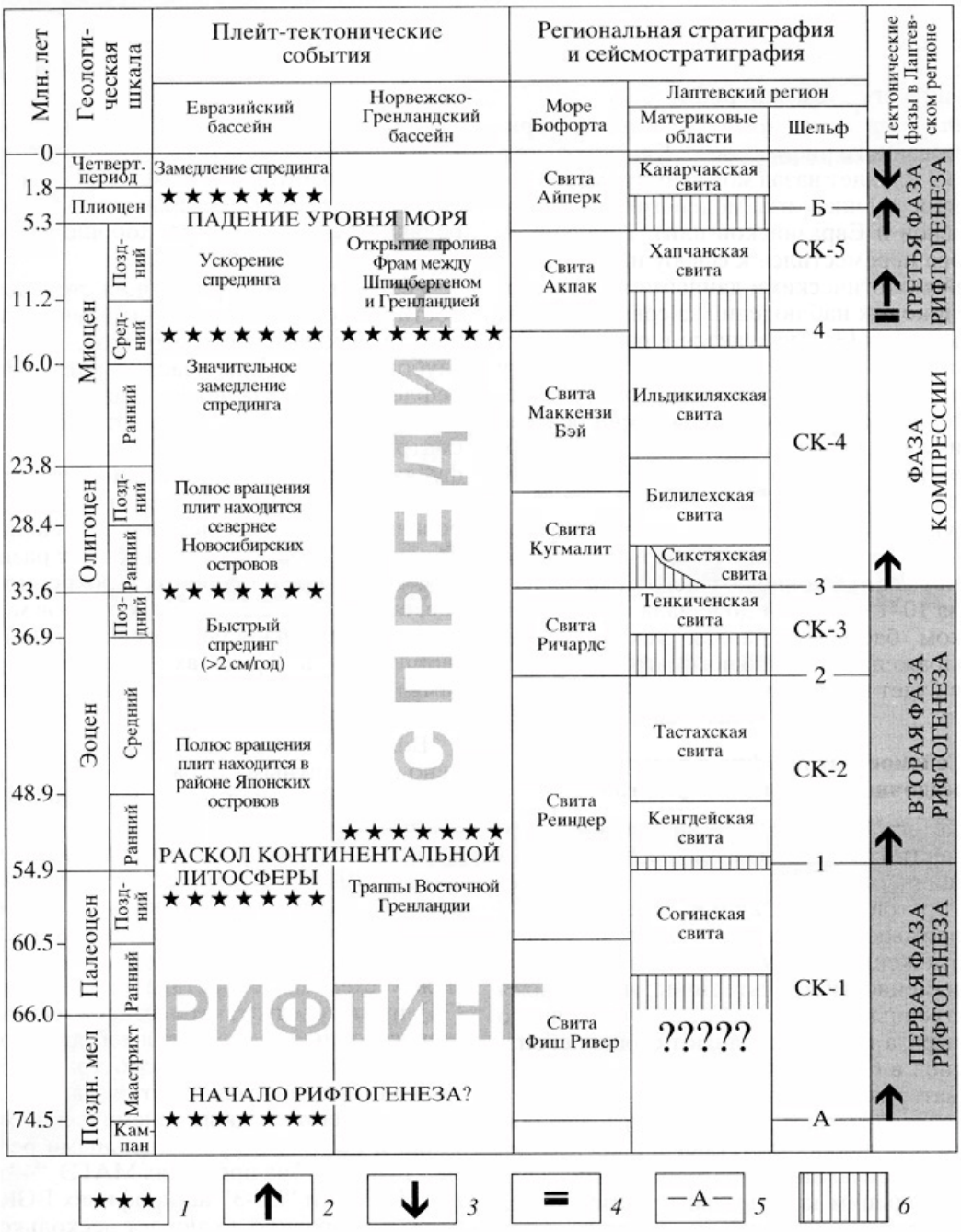

Рис. 3. Схема корреляции плейт-тектонических событий в Арктике с региональной стратиграфией и сейсмостратиграфией окраины моря Лаптева и моря Бофорта.

1 – рубежи плитно-тектонических перестроек; *2* – поднятие, регрессия и эрозия; *3* – опускание, трансгрессия и осадконакопление; *4* – изменение характера седиментации в результате резкого изменения палеоклиматических условий; *5* – основные сейсмические горизонты; *6* – интервалы отсутствия отложений.

пределах горстов, перекрытых самыми молодыми комплексами, отражать его заключительные стадии.

Волновое поле выше горизонта "А" представлено когерентными отражениями и характеризует осадочный чехол моря Лаптевых, в основном заполняющий рифтовые бассейны. Согласно опубликованным сейсмостратиграфическим схемам, от 10 до 3 сейсмических горизонтов имеют региональное распространение и соответствуют стратиграфическим несогласиям в чехле [*Иванова и др., 1989; Секретов, 1993; Drachev et al., 1998; Hinz et al., 1998; Roeser et al., 1995*]. Несмотря на значительные различия между схемами, сопоставление которых дано в [*Drachev, 2000*], из них следует, что в сейсмическом выражении осадочный чехол состоит из двух крупных совокупностей СК, или сейсмостратиграфических этажей. Они прослеживаются на всех профилях МОГТ, имеют сходные сейсмические характеристики и разделены региональными рефлекторами "1" или "Л" на профилях МАГЭ, "4" на профилях ЛАРГЕ и "LS-3" на профилях BGR. Нижний этаж, как

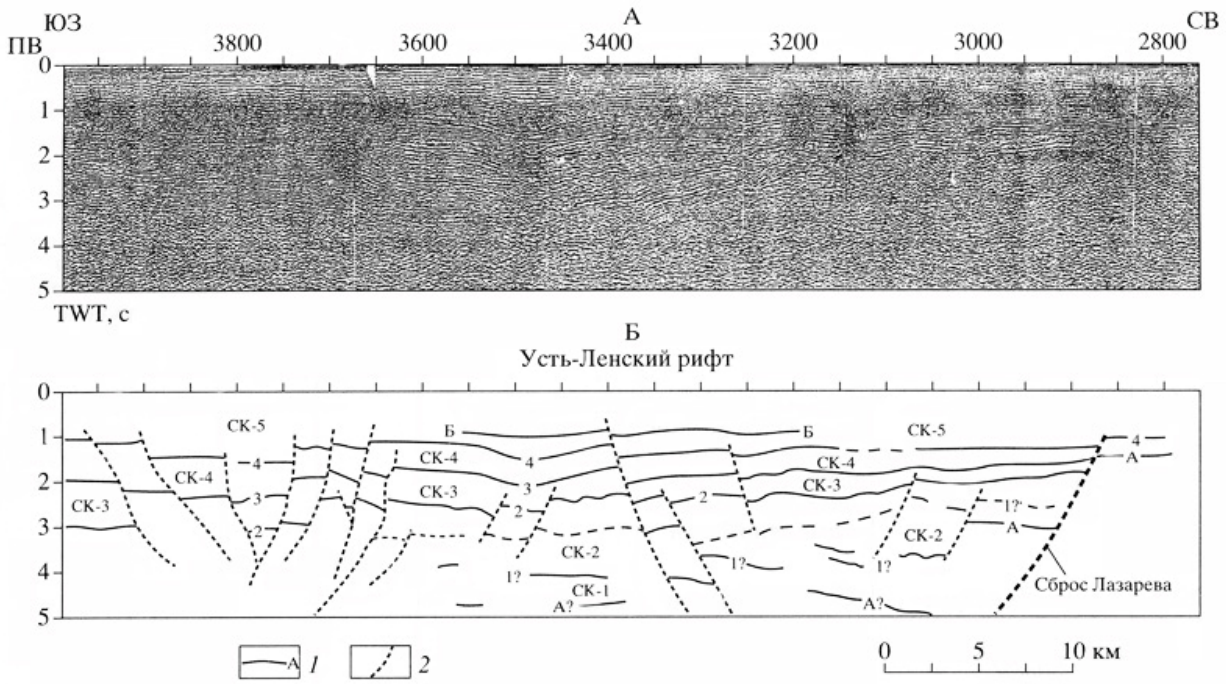

Рис. 4. Фрагмент мигрированного временного разреза ЛАРГЕ 89010 – А и его интерпретация – Б. Местоположение фрагмента дано на рис. 5.
1 – основные сейсмические горизонты; *2* – сбросы. ПВ – пункты взрывов.

правило, включает несколько СК с высокими отражательными свойствами и заполняет рифты, тогда как верхний этаж плащеобразно перекрывает всю рифтовую систему моря Лаптевых и представлен одним или двумя СК с относительно "прозрачным" волновым полем.

На профилях ЛАРГЕ выделяется пять СК (таблица). Все они представлены в Усть-Ленском рифте (см. рис. 2, 4), тогда как в других элементах рифтовой системы моря Лаптевых некоторые из них отсутствуют.

СК-1-СК-4 образуют нижний этаж, заполняющий рифты. Сейсмические горизонты в верхней части последовательности имеют хорошую выраженность, тогда как в ее низах, где качество записи ухудшается, их локализация и корреляция затруднены.

Рефлекторы "1" и "2" фрагментарно прослеживаются вдоль восточного борта Усть-Ленского рифта. Ограниченные ими СК-1 и СК-2 интенсивно дислоцированы сбросами и обнаруживают значительные вариации мощностей в зависимости от амплитуды последних (рис. 5, 6, см. рис. 4, 6, 7), т.е. являются синрифтовыми и предположительно были сформированы в первую (доспрединговую) и во вторую фазы рифтогенеза, соответственно. Рефлектор "1" коррелируется с несогласием между палеоценом и эоценом - временем раскола континентальной коры и началом спрединга в Евразийском бассейне, а рефлектор "2" - с несогласием в верхах среднего эоцена.

Здесь следует отметить, что отложения верхнего мела, палеоцена и почти всего эоцена в большинстве районов обрамления моря Лаптевых отсутствуют. В ряде мест в подошве чехла залегает горизонт каолин-гидрослюдистой коры выветривания, который часто рассматривается как свидетельство регионального пенеплена конца мела-палеогена [*Ким, 1986; Патык-Кара и Лаухин, 1986*]. И лишь в грабене Сого (район Тикси) установлены угленосные тонкообломочные отложения палеоцена, а в Кенгдейском, Кунгинском и Тастахском грабенах - эоценовые толщи [*Палеоген…, 1989*]. Можно предположить, что в течение всего раннего кайнозоя обширные области, окружающие сегодня море Лаптевых, испытывали эрозию и пенепленизацию, а эродированный материал накапливался в формирующихся рифтах.

СК-3 установлен как в рифтовых депрессиях (см. рис. 4), так и за их пределами, исключая вершинные части горстов. Сильный рефлектор "3" в его кровле сопоставляется с несогласием между эоценом и олигоценом (см. рис. 3), а возможными возрастными аналогами СК служат тенкиченская свита в Яно-Индигирской низменности и средне-верхнеэоценовая последовательность Ричардс в море Бофорта. СК-3 дислоцирован многочисленными конседиментационными сбросами и обнаруживает значительные колебания мощности. Данные сбросы, вероятно, отвечают заключительным фазам второй рифтовой стадии.

Основные характеристики сейсмостратиграфических единиц моря Лаптевых по данным сейсмических работ ЛАРГЕ

СК и сейсмические несогласия	Характеристика волнового поля	Предполагаемый состав и условия седиментации	Структурное положение	Глубина залегания горизонтов, с (км)		Максимальная мощность, с (км)	Предполагаемый возраст
				max	min		
СК-5	Сейсмически прозрачное	Морские и прибрежно-морские песчано-глинистые и глинистые отложения	Сплошной чехол, покрывающий весь шельф			2.2(2.7)	Конец среднего миоцена–голоцен
4				0.6(0.5)	2.2(2.7)		
СК-4	Высокая отражающая способность, преобладание протяженных параллельных рефлекторов	Частое переслаивание пластов преимущественно континентальных песчано-глинистых и песчаных отложений	Усть-Ленский рифт и краевые части соседних с ним горстов			1.1(1.6)	Олигоцен–начало среднего миоцена
3				0.5(0.4)	2.5(3.3)		
СК-3	Высокая и умеренная (в Усть-Ленском рифте) отражающая способность	Частое переслаивание песчаных, песчано-глинистых и угленосных пластов морского, прибрежно-морского и континентального генезиса	Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский рифты, грабены в области между ними и краевые части горстов			1.0(2.0)	Средний–поздний эоцен
2				0.4(0.3)	3.0(4.4)		
СК-2	Интенсивные и среднеинтенсивные параллельные и волнообразные рефлекторы	Преимущественно морские песчано-глинистые толщи	Усть-Ленский, Бельковско-Святоносский рифты и основание грабенов в области между ними			1.6(4.0)	Ранний–средний эоцен
1				1.0(0.9)	3.9(6.7)		
СК-1	Умеренная до слабой отражающая способность; короткие субгоризонтальные и наклонные рефлекторы	Глинистые угленосные отложения преимущественно прибрежно-морского генезиса	Усть-Ленский рифт			1.5(4.0)	Поздний мел (маастрихт?)–палеоцен
А				0.3(0.25)	< 5.0(13)		

СК-4, залегающий выше горизонта "3", не обнаруживает признаков синрифтового накопления, таких, например, как возрастание мощности к центральным частям грабенов и ее сокращение на горстах. Его накопление могло иметь место в эпоху конвергенции Северо-Американской и Евразийской плит на Северо-Востоке Азии [*Савостин и Драчев, 1988*]. Данное событие выражено в складчато-надвиговых дислокациях нижних горизонтов кайнозойского осадочного чехла, известных на Новосибирских островах, в Северном Верхоянье и в Яно-Индигирской низменности [*Виноградов, 1984; Гриненко и Имаев, 1989; Имаев и др., 1990; Савостин и Драчев, 1988*]. Геологические данные свидетельствуют об олигоцен-среднемиоценовом возрасте дислокаций. В ряде случаев на сейсмических профилях также устанавливаются компрессионные дислокации (см. рис. 6б, ПВ 3300-3400). Последние часто приурочены к СК-3 и СК-4 и вызваны надвигом бортов грабенов на их осадочное заполнение. Исходя из того, что надвиги и взбросы не проникают выше крови СК-4, его возраст принят как олигоцен-среднемиоценовый. Предположительными аналогами данного СК являются сикстяхская свита и булгуряхтахская серия Омолойской впадины [*Палеоген…, 1989*], которые, согласно [*Патык-Кара и Лаухин, 1986*], были сформированы в условиях олигоценовой регрессии, проявившейся во всем Восточно-Арктическом регионе. Во многих районах, примыкающих к морю Лаптевых, континентальная седиментация доминировала, начиная с олигоцена и до конца плиоцена, обусловив значительную неполноту разрезов.

Верхний, покровный, этаж на профилях ЛАРГЕ представлен СК-5 (см. рис. 4). Он перекрывает с трансгрессивным налеганием в подошве (горизонт "4") нижележащую последовательность СК с высокими отражательными характеристиками в рифтах и залегает на эродированной поверхности фундамента в пределах горстов. СК-5 характеризуется сейсмической "прозрачностью", т.е. отсутствием высокоамплитудных протяженных отражений. Горизонт

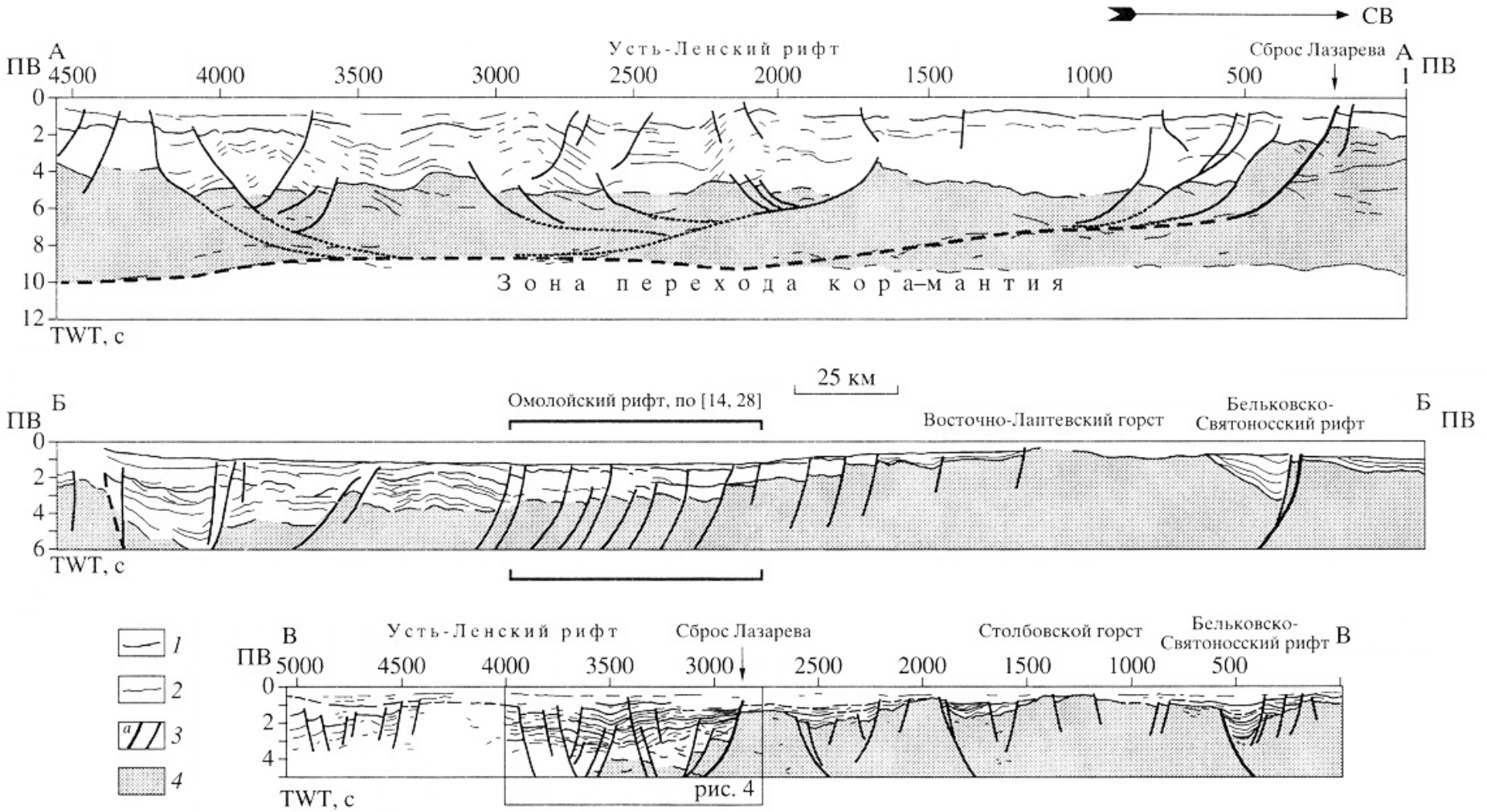

Рис. 5. Интерпретированные профили МОГТ: А–А – BGR 9701, Б–Б – МАГЭ 86705, В–В – ЛАРГЕ 89010.

Местоположение профилей дано на рис. 7. На профиле Б–Б скобками отмечено положение Омолойского рифта по [14, 28]. Профиль BGR 9701 заимствован из [43]. *1* – главные сейсмические горизонты; *2* – второстепенные рефлекторы; *3* – сбросы (*а* – главные); *4* – континентальное основание рифтовой системы. ПВ – пункты взрывов.

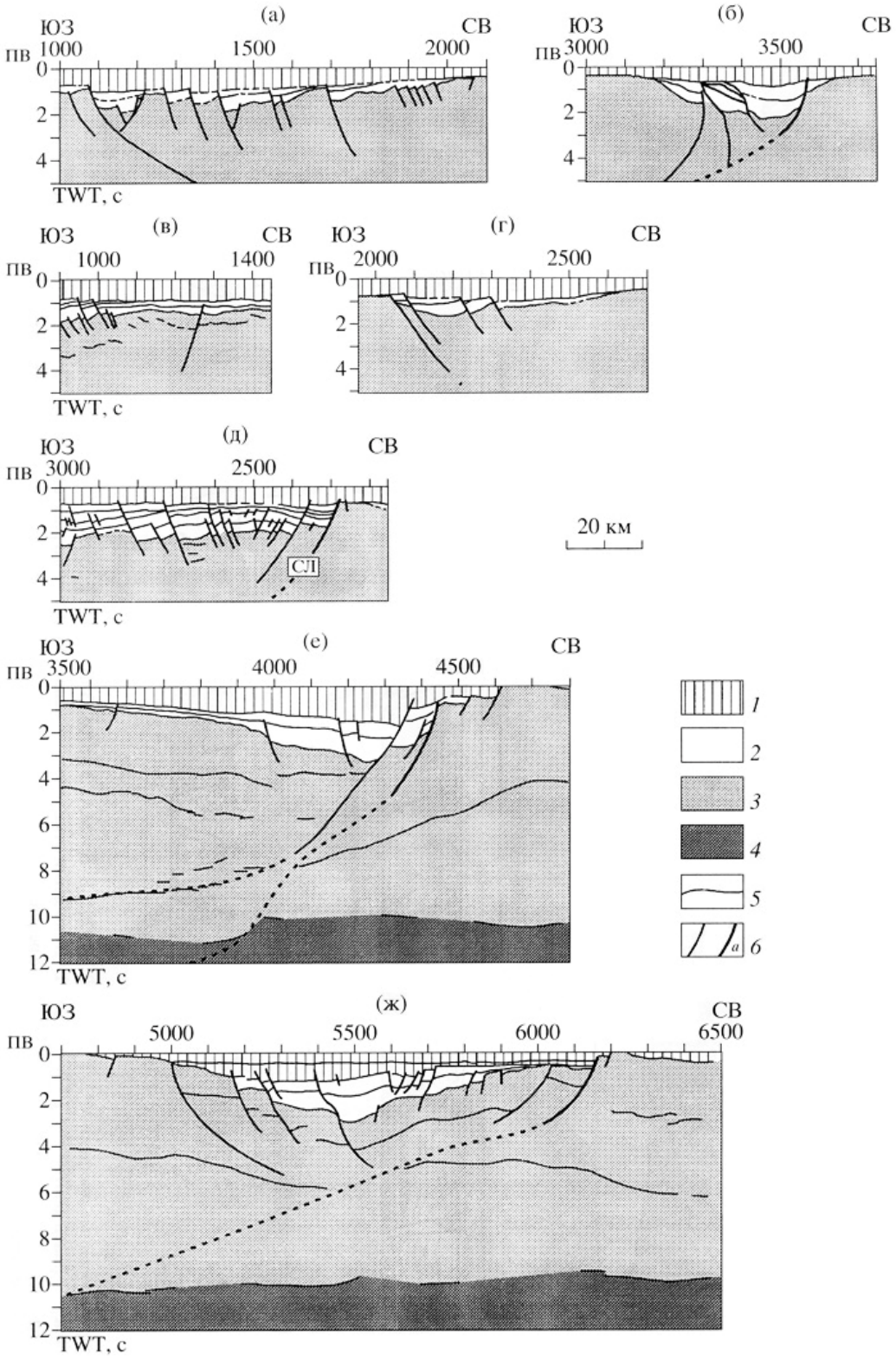

Рис. 6. Фрагменты интерпретированных профилей МОГТ, иллюстрирующие особенности структуры рифтовой системы и характер взаимоотношений сейсмических комплексов. Местоположение фрагментов профилей приведено на рис. 7: а–б – ЛАРГЕ 8908, в–г – ЛАРГЕ 906, д – ЛАРГЕ 8907, е–ж – BGR 9402.

1 – верхний и *2* – нижний сейсмостратиграфические этажи; *3* – континентальное основание рифтовой системы; *4* – зона перехода кора–мантия; *5* – основные отражающие горизонты; *6* – сбросы (*а* – главные). ПВ – пункты взрывов, СЛ – сброс Лазарева.

"4" представляет яркий сейсмический репер с отчетливыми признаками эрозионного несогласия, "срезающего" нижележащие волновые пакеты в бортах грабенов (см. рис. 6). Резкое изменение характера сейсмической записи на границе СК-4 и СК-5 свидетельствует о значительных изменениях условий осадконакопления, вызванных, вероятно, палеогеографическими причинами. Одно из таких событий фиксируется на уровне среднего-начала позднего миоцена во многих районах Арктики и связывается с открытием пролива Фрам между Гренландией и Шпицбергеном, обусловившим глубоководную связь водных масс Атлантики и Северного Ледовитого океана. Это, в свою очередь, привело к глобальному похолоданию и установлению ледово-морских условий седиментации [*Dixon & Dietrich, 1990; Hinz et al., 1993; Wolf & Thiede, 1991*].

Таким образом, горизонт "4" сопоставляется с несогласием на уровне среднего миоцена, известным на всей территории северо-восточной Азии [*Палеоген…, 1989*]. С ним связано практически полное отсутствие отложений верхней части среднего миоцена (мамонтово-горский горизонт), а в отдельных разрезах - и всего верхнего миоцена. Вероятно, этот стратиграфический перерыв был следствием обширного поднятия, вызванного среднепозднемиоценовой перестройкой взаимодействия плит и началом третьей фазы рифтогенеза в области моря Лаптевых (рис. 3).

СК-5 представляет аналог хапчанской и канарчакской толщ Приморской низменности (см. рис. 1) и свит Акпак и Айперк на шельфе моря Бофорт (Аляска). По-видимому, в полном объеме он представлен в осевых зонах грабенов, где его мощность возрастает до 2 с TWT, а выше горизонта "4" появляется еще один рефлектор "Б", коррелируемый с несогласием между миоценом и плиоценом. На вершинных частях горстов СК-5 может быть значительно редуцирован из-за отсутствия верхнемиоцен-нижнеплиоценовых отложений.

Верхние 0.5-0.4 с сейсмической записи представлены пакетом интенсивных высокочастотных отражений, которые являются результатом реверберации. Результаты неглубокого бурения и теоретические расчеты [*Романовский и др., 1997; Соловьев и др., 1987*] позволяют предположить, что данный интервал представлен четвертичными тонкообломочными осадками, находящимися полностью или частично в мерзлом состоянии.

Структура рифтовых осадочных бассейнов

Бельковско-Святоносский и *Анисинский рифты* представляют крайнюю восточную ветвь рифтовой системы моря Лаптевых, огибающую поднятие Новосибирских островов от кромки шельфа до побережья (рис. 7).

Клиновидный Анисинский рифт вытянут вдоль 136° в.д. на 220-240 км. Узкая, около 20 км, южная часть рифта внедрена в поднятие Новосибирских островов между о-вами Бельковским и Котельным, а северная сочленяется с Бельковско-Святоносским рифтом, образуя единый рифтовый бассейн шириной до 150 км. Северо-восточным бортом Анисинский рифт примыкает к Новосибирскому рифту, который уже следует относить к структурам растяжения Восточно-Сибирского шельфа.

Бельковско-Святоносский рифт ответвляется от Анисинского в области 76-77° с.ш. и 134-135° в.д., где рифты разделены Бельковским горстом, и следует в меридиональном направлении до 75° с.ш.; на этом отрезке ширина рифта 20-30 км. Около 75° с.ш. и 136° в.д. рифт испытывает изгиб и следует в юго-восточном направлении до побережья в окрестностях мыса Святой Нос (см. рис. 7); продолжением его в области Яно-Индигирской низменности (см. рис. 2) является Тастахский прогиб. Восточнее о. Столбового Бельковско-Святоносский рифт состоит из двух субпараллельных полуграбенов, разделенных узким асимметричным Кигиляхским горстом, а его общая ширина достигает 50 км. Северный отрезок рифта сейсмически активен [*Аветисов, 1993; Fujita et al., 1990 b*] и может рассматриваться как шельфовое продолжение осевой сейсмической зоны хребта Гаккеля.

Оба рифта имеют асимметричный структурный профиль с единичным хорошо прослеживаемым главным листрическим сбросом (master fault) в восточных бортах. Единственным исключением является участок Бельковско-Святоносского рифта в месте его изгиба (см. рис. 5, 7), где рифт имеет противоположную полярность с главным сбросом в западном борту. По-видимому, как сам изгиб рифта, так и локальное изменение его структуры обусловлены неоднородностью фундамента в окрестности о. Бельковского.

Осадочное заполнение Бельковско-Святоносского рифта представлено СК-3, 4 и 5. СК-3 и 4 идентифицированы условно, так как их аналоги в Усть-Ленском рифте выклиниваются на Столбовском горсте, который ограничивает Бельковско-Святоносский рифт с запада (рис. 7). Косвенным подтверждением такой индексации служат надвиговые дислокации, кото-

рые указывают на допозднемиоценовый возраст двух нижних сейсмокомплексов (см. рис. 6б).

Мощность осадочного заполнения рифтов возрастает в северном направлении: от 2.5-3 км в южной части Бельковско-Святоносского рифта до 9 км в северной части Анисинского рифта. Разрез последнего, как показывают профили BGR и МАГЭ, характеризуется большей полнотой за счет нижних СК, отсутствующих в Бельковско-Святоносском рифте.

Область высокого стояния фундамента к западу от Анисинского и Бельковско-Святоносского рифтов, выделявшаяся ранее как Восточно-Лаптевское поднятие [*Иванова и др., 1989; Секретов, 1993*], имеет длину около 700 км и ширину 150-160 км на севере, 120 км в центральной части (профиль ЛАРГЕ 89010, см. рис. 5, В-В) и 180-200 км на юге. Здесь оконтурено несколько горстов, простирающихся параллельно главным рифтам, осложненных и разделенных небольшими асимметричными полуграбенами (см. рис. 7). Восточно-Лаптевский, Столбовской и Широстонский горсты представляют наиболее крупные и относительно монолитные блоки, вершинные части которых находятся выше отметки -1 км и перекрыты лишь верхней частью СК-5. Восточно-Лаптевский и Столбовской горсты, разделенные двумя небольшими грабенами, образуют линейное поднятие вдоль восточного борта Бельковско-Святоносского рифта. Широстонский горст расположен в южной части рифтовой системы моря Лаптевых и отделен от Столбовского полуграбеном (см. рис. 7). Чехол области высокого стояния фундамента сложен, в основном, СК-4 и 5. СК-3 присутствует только в осевых частях грабенов, где мощности осадков достигают 2-3 км.

Западный край области высокого стояния фундамента интенсивно нарушен многочисленными сбросами. В пределах этой зоны сейсмические горизонты погружаются в сторону Усть-Ленского рифта. Большинство сбросов имеют западные падения, хотя встречаются и противоположно направленные разломы. Для некоторых участков зоны характерны резкие изменения направления падения сбросов. Возможно, это является следствием зон аккомодации на границе между сегментами рифтовой системы, подстилаемыми противоположно направленными главными сбросами. Если следовать принятой сейсмостратиграфической схеме, большинство сбросов области высокого стояния фундамента были активны в позднем эоцене и в позднем миоцене - плиоцене.

Западная часть моря Лаптевых изучена значительно слабее ее восточных районов (см. рис. 1). Однако имеющиеся данные МОГТ показывают весьма значительные мощности осадочного чехла к западу от 131° в.д. (см. рис. 6, 7); в отдельных зонах основание сброшено до глубин 2-13 км. Ранее в этой области выделялись Омолойский и Усть-Ленский рифты, Южно-Лаптевский и Западно-Лаптевский прогибы, Центрально-Лаптевское и Трофимовское поднятия [*Виноградов, 1984; Иванова и др., 1989; Секретов, 1993; Ivanov et al., 1994; Kim, 1993*]. Сейсмическая съемка BGR 1997 г. не подтвердила существование Омолойского рифта, Центрально-Лаптевского и Трофимовского поднятий и показала весьма слабую структурную обособленность Южно-Лаптевского прогиба [*Hinz, 1998; 1997*].

Усть-Ленский рифт представляет главную структуру растяжения рифтовой системы моря Лаптевых длиной около 600 км (см. рис. 7). На субмеридиональном отрезке от побережья залива Буор-Хая и до 73° с.ш. рифт относительно хорошо локализован, а его ширина по 72° с.ш. составляет 180 км. В южной части он разветвляется на два грабена, уходящие в заливы Янский и Буор-Хая и далее продолжающиеся на суше (Усть-Янский и Омолойский грабены, соответственно; см. рис. 2).

Севернее 73° с.ш. Усть-Ленский рифт следует в северо-западном направлении приблизительно до 76° с.ш., оканчиваясь на Хатангско-Ломоносовском линеаменте. На этом отрезке, севьро-западнее профиля МАГЭ 86705, рифт не имеет четко выраженного западного борта и в виде единого рифтового бассейна распространяется в юго-западную часть шельфа, ранее относимую к Южно-Лаптевскому прогибу. Ширина всей этой зоны интенсивного растяжения вдоль профиля BGR 9701 составляет 315 км (см. рис. 5, А-А).

Восточный борт Усть-Ленского рифта пересечен многими профилями МОВ и прослежен достаточно уверенно. На значительном протяжении, особенно в северной части шельфа, он представлен единичным или несколькими уступами фундамента, ограниченными листрическими сбросами. Амплитуда смещений по некоторым из них составляет 1-1.5 км, а суммарная может достигать 5 км. К. Хинц и др. [*Hinz, 1997; 1998*] предполагают, что все эти сбросовые уступы соответствуют единому главному сбросу, названному именем академика Лазарева. Однако, как показывают профили МАГЭ 86705 и ЛАРГЕ 8906 (см. рис. 5, Б-Б, 7в), восточный борт рифта не всегда совпадает с единичным крупноаплитудным сбросом и главный сброс на таких участках рифта может находиться в его западном борту. Следовательно, Усть-

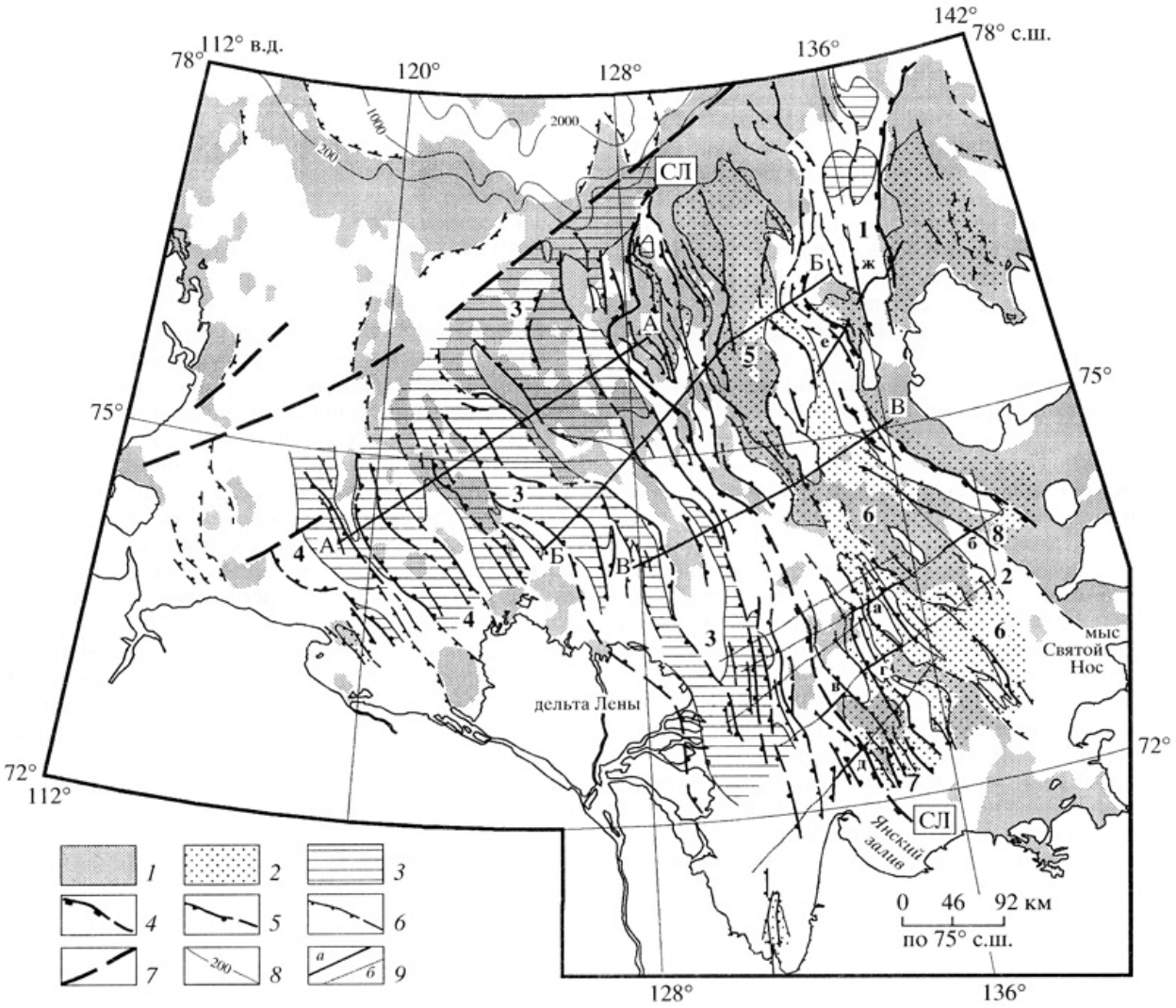

Рис. 7. Структурная схема рифтовой системы моря Лаптевых (полярная стереографическая проекция).

1 – генерализованные положительные аномалии поля силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии; *2* – части горстов, находящиеся выше отметки –1 км; *3* – зоны рифтов, в которых основание опущено ниже –7 км; *4–6* – сбросы: *4* – главные, *5* – с отчетливым вращением опущенных блоков и, как правило, листрической геометрией, *6* – прочие; *7* – зона Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома; *8* – изобаты в метрах; *9* – линии сейсмических профилей: *а* – интерпретация которых дана на рис. 5 (прописные буквы) и 6 (строчные буквы), *б* – прочие профили сейсмической съемки ЛАРГЕ.

Цифрами обозначены: рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Святоносский, 3 – Усть-Ленский; 4 – Южно-Лаптевский рифтовый прогиб; горсты: 5 – Восточно-Лаптевский, 6 – Столбовской, 7 – Широтонский, 8 – Кигиляхский. СЛ – сброс Лазарева.

Ленский рифт может быть значительно сегментированным или даже состоять из отдельных грабенов, а не представлять единого целого, как это предполагается на сегодняшнем этапе изученности.

Усть-Ленский рифт заполнен всей последовательностью СК в диапазоне от позднего мела до голоцена включительно. Основание осевой части рифта наиболее глубоко опущено и фрагментарно прослеживается на уровне 5 с и ниже (более 10-11 км). Такие большие мощности могут быть следствием сочетания весьма значительного утонения коры моря Лаптевых и огромного количества осадочного материала, поставлявшегося в Усть-Ленский рифт палео-Леной и палео-Яной. Наибольшие по амплитуде конседиментационные сбросы отмечаются в СК-1 и СК-2, т.е. имели место в первую и вторую стадии рифтогенеза. Многие из этих сбросов были активны в третью стадию растяжения, однако, в целом, с уже меньшими смещениями. Исключение составляет осевая зона рифта, где амплитуда сбросовых смещений горизонта "4" достигает 1 с.

Южно-Лаптевский рифтовый бассейн выделяется с большой долей условности между дельтой Лены и Таймыром (см. рис. 7). Генетически он может представлять часть Усть-Ленского рифта, отделенную одним или несколькими горстами в области дельты Лены и прилегающего шельфа. Как показано сейсмическим профилем МАГЭ 87722, бассейн включает несколько узких грабенов с перепадами глубин залегания кровли фундамента до 2, 3 с. Мощ-

ность осадочного заполнения в центральной части бассейна может достигать 10-12 км.

Все структурные элементы рифтовой системы моря Лаптевых перекрыты верхней частью СК-5. Лишь отдельные сбросы нарушают сплошность локально распространенного горизонта "Б" (см. рис. 4). Амплитуда таких нарушений невелика, что может указывать на существенное замедление рифтогенеза на новейшем этапе развития моря Лаптевых. Однако высокий уровень сейсмичности дает основание полагать, что некоторые сбросы в бортах крупных рифтов все еще активны и могут проникать через весь СК-5 вплоть до поверхности дна. Вполне вероятно, что слой подводной реликтовой мерзлоты маскирует самые молодые сбросовые смещения в верхнем (0.5 с) интервале сейсмической записи.

Заключение

Море Лаптевых имеет первостепенное значение для реконструкции позднемезозойской и кайнозойской истории Арктики и для изучения раскола континентов. Проведение работ МГТ значительно улучшило понимание тектоники этой области. Интерпретация сейсмических данных в совокупности с результатами картирования аномального поля силы тяжести и геологическим изучением соседних участков суши позволили достаточно надежно установить основные структурные элементы рифтовой системы моря Лаптевых.

Одним из самых трудных вопросов геологии моря Лаптевых остается датирование сейсмических комплексов. В отличие от Н.М. Ивановой и др. [*1989*], автор настоящей статьи не находит доказательств существования рифейско-раннемелового параплатформенного чехла. Указания на высокие скорости сейсмических волн в низах осадочного заполнения рифтов не могут являться аргументом ввиду большой погрешности скоростей ОГТ на глубинах, превышающих длину сейсмической косы (2, 4 км). Вместе с тем, сейсмические комплексы, включаемые указанными авторами в параплатформенный чехол, локализованы в рифтах и имеют все признаки синрифтовой природы. В таком случае, следуя модели Н.М. Ивановой и др., мы должны предположить, что рифтовая система моря Лаптевых развивалась непрерывно, начиная с рифея, не испытав тектонической переработки в позднем мезозое, когда весь регион был охвачен складчатостью. Такое длительное развитие рифтовой системы представляется сомнительным.

Другой спорный вопрос касается существования Омолойского рифта, который предполагался как прямое продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля на шельфе [*Ivanov et al., 1994; Kristoffersen, 1990*]. Профили, пересекающие Омолойский рифт в том виде, как он оконтурен в [*Иванова и др., 1989*], показывают интенсивно дислоцированную сбросами структурную зону между Восточно-Лаптевским горстом и Усть-Ленским рифтом, в пределах которой нет структурно обособленного рифта (см. рис. 5, Б-Б, 7). Сейсмические съемки BGR также не выявили Омолойский рифт, и область к востоку от сброса Лазарева рассматривается К. Хинцем и др. [*Hinz et al., 1997; 1998*] как Усть-Ленский рифт.

Даже если бы Омолойский рифт и существовал, его вряд ли можно было бы считать прямым продолжением рифтовой долины хр. Гаккеля на шельфе, т.е. говорить о проникновении (propagation) спрединговой оси в континентальную окраину. Действительно, по мере открытия Евразийского бассейна хребет Гаккеля мигрировал в восточном направлении относительно шельфа, предположительно - вдоль Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома, с половинной скоростью спрединга. Очевидно, что хребет занял свое сегодняшнее место лишь в недавнее время, в течение третьей фазы рифтогенеза, тогда как сторонники существования Омолойского рифта предполагают его заложение уже в позднем мелу.

Море Лаптевых является самой молодой и все еще активной областью деструкции восточного сектора континентальной окраины Евразии в Арктике. Этот регион развивался в условиях рифтогенеза на протяжении последних 70 млн. лет, под воздействием открытия Евразийского бассейна. Результатом этого явилось формирование обширной рифтовой системы. Уменьшение в восточном направлении общей мощности осадочного заполнения рифтов от 10-12 км в Южно-Лаптевском рифтовом бассейне и Усть-Ленском рифте до 4-5 км в Бельковско-Святоносском рифте, а также упрощение внутренней структуры рифтов свидетельствуют о миграции рифтогенеза в этом направлении. Такая миграция, по-видимому, явилась следствием перемещения спредингового хребта Гаккеля в восточном направлении по отношению к краю континента.

Имеющиеся на сегодня данные не позволяют предположить прямое проникновение оси спрединга из Евразийского бассейна в пределы континентальной окраины моря Лаптевых. Вместе с тем, можно утверждать, что рифтовая система моря Лаптевых является прямым следствием формирования современной конфигурации дивергентной границы Северо-

Американской и Евразийской плит на Северо-Востоке Азии. В отличие от Н.А. Богданова и др. [*1995*], автор настоящей статьи предполагает, что, начиная приблизительно со второй половины позднего мела, рифтовая система моря Лаптевых являлась одним из сегментов данной границы плит, а в позднем миоцене-плиоцене она могла также быть и связующим звеном между спрединговым хребтом Гаккеля и Момским материковым рифтом, как это предполагалось А.Ф. Грачевым и др. [*1970*].

Данная работа на разных ее стадиях была поддержана Международным научным фондом (грант M5U000), Министерством науки и технологий ФРГ (грант 525400303G0517A), грантом ENVIR.LG 941350 НАТО и Исполнительным комитетом Нансеновской программы арктического бурения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г.П.* Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли. 1993. № 5. С. 28-38.

2. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 1.С. 84-86.

3. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б.* Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2500000). М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.

4. *Виноградов В.А.* Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9: Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 51-60.

5. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н.* Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23-38.

6. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.

7. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // Докл. РАН. 2000, том 372. № 1, с. 72-74.

8. *Галабала Р.О.* Некоторые проблемы новейшей тектоники Якутии // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1983. С. 51-59.

9. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. 78 с.

10. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. № 1. С. 42-45.

11. *Гриненко О.В., Имаев В.С.* Кайнозойские надвиги Северного Хараулаха // Геология и геофизика. 1989. №5. С. 121-124.

12. *Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31-57.

13. *Иванов В.В., Клубов Б.А., Похиалайнен В.П.* Новые данные по геологии острова Столбового (Новосибирский архипелаг) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. №4. С. 879-890.

14. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 5. С. 789-795.

15. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 140 с.

16. *Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Напряженное состояние земной коры побережья моря Лаптевых по структурно-геологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 124-129.

17. *Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23-31.

18. *Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П.* Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. №5. С. 1191-1196.

19. *Ким Б.И.* История развития Лаптево-морского шельфа и палеошельфа в кайнозое // Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 119-123.

20. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.

21. *Патык-Кара Н.Г., Гришин М.А.* Место хребта Полоусного в структуре Северо-Востока СССР и его новейшая тектоника // Геотектоника. 1972. № 4. С. 90-98.

22. *Патык-Кара Н.Г., Лаухин С.А.* Эволюция рельефа арктического побережья северо-востока Азии в кайнозое // Сов. геология. 1986. № 1. С. 75-84.

23. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Холодов А.Л., Пустовойт Х.В., Хуббертен Х., Кассенс Х., Ниессен Ф.* Распространение многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. №3. 1997. С. 3-14.

24. *Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР // Ученые записки НИИГА. Регион. геология. 1969. Вып. 15. С. 5-27.

25. *Савостин Л.А., Драчев С.С.* Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 5. С. 775-782.

26. *Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П.* История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1156- 1161.

27. *Савостин Л.А., Натапов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // Доклады 27 МГК: Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. Москва, 4-14 авг. 1984. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 172-187.

28. *Секретов С.Б.* Геологическое строение Лаптевоморского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ: Автореф. ... канд. геол.- мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 23 с.

29. *Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д., Телепнев Е.В., Михалюк Ю.Н.* Криогеотермия и гидраты природного газа в Северном Полярном океане. Л.: Севморгеология, 1987. 150 с.

30. *Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Карева Н.Ф.* Продолжение Южно-Анюйской сутуры в приморской низменности // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. С. 1447-1450.

31. *Argus D.F., Heflin M.B.* Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the global positioning system // Geophys. Res. Letters. 1995. V. 22. P. 1973-1976.

32. *Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // J. Geodyn. 1986. V. 6. P. 33-51.

33. *Dixon J., Dietrich J.R.* Canadian Beaufort Sea and adjacent land areas // The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Boulder, Co., 1990. P. 239-256.

34. *Drachev S.S.* Laptev Sea rifted continental margin: Modern knowledge and unsolved questions // Proceedings of Third International conference on Arctic continental margins (ICAM-III). Polarforschung, 2000 (in press).

35. *Drachev S.S., Johnson G.L., Laxon S., McAdoo D., Kassens H.* Main structural elements of the Eastern Russian Arctic Continental Margin derived from satellite gravity and multichannel seismic reflection data // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Eds. Kassens H. et al. Berlin: Springer Verlag, 1999. P. 667-682.

36. *Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357-393.

37. *Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // Journal of Geology. 1978. V. 86. P. 159-172.

38. *Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and the Moma rift systems, northeastern USSR // Mar. Geol. 1990. V. 93. P. 95-118.

39. *Fujita K., Cook D.B., Hasegava H., Forsyth D., Wetmiller R.* Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia // The Geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Boulder, Co., 1990. P. 79-100.

40. *Grachev A.F.* Geodynamics of the Transitional Zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge // Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 1983. V. 34. P. 103-114.

41. *Grantz A. and shipboard party*. Cruise to the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Eos. Trans. AGU, 1993. V. 74. P. 250.

42. *Hinz K., Block M., Delisle G., Franke D., Kos'ko M.K., Neben S., Reichert C., Roeser H.A., Drachev S.* Deformation of Continental Lithosphere on the Laptev Sea Shelf, Russian Arctic // Abstracts of III International Conference on Arctic Margins (ICAM III). Celle, Germany, 12-16 October, 1998. P. 85.

43. *Hinz K., Delisle G., Cramer B. et al.* Initial report on marine seismic measurements and geoscientific studies on the shelf and slope of the Laptev Sea & East Suberian Sea. Part II - Preliminary scientific results // Bundesanstalt fuer Geowissenschaften und Rohstoffe. 1997. P. 51-160.

44. *Hinz K., Eldholm O., Block M., Skogseid J.* Evolution of North Atlantic volcanic continental margins // Proceedings of 4th Conference. Geol. Soc. London, 1993. P. 901-913.

45. *Ivanov V.L., Gramberg I.S., Pogrebitsky Y.Y., Lazurkin D.V., Kim B.I., Yashin D.S., Avetisov G.P.* Evolution peculiarities of the Laptev Sea geosystem as a key region in the Arctic // Reports on Polar Research. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1994. V. 144. P. 107-110.

46. *Kim B.I.* Seismic zones of the Laptev margin plate and their continental and ocean projection // Programme and Abstracts of 4th Conference on Plate Tectonics. Moscow: IORAN and GEOMAR, 1993. P. 78.

47. *Kristoffersen Y.* Eurasia Basin // The Geology of North America. V. L. The Arctic Ocean region. Geol. Soc. of Amer. Bulder, Co., 1990. P. 365-378.

48. *Laxon S.W., McAdoo D.C.* Satellites provide new insights into Polar geophysics // Eos. Trans. AGU, 1998. V. 79. P. 69.

49. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 319-342.

50. *Paifenov L.M., Koz'min B.M.,Grinenko O.V., Imaev V.S., Imaeva L.P.* Geodynamics of the Chersky seismic belt // J. Geodyn. 1988. № 9. P. 15-37.

51. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // Reports on Polar Research. Bremerhaven, FRG: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. V. 176. P. 367-377.

52. *Savostin L.A., Karasik A.M.* Recent plate tectonics of the Arctic basin and of northeastern Asia I I Tectonophysics. 1981. V. 74. P. 111-145.

53. *Wolf T.C.W., Thiede J.* History of terrigenous sedimentation during the past 10 m.y. in the North Atlantic (ODP Legs 104 and 105 and DSDP Leg 81) // Marine Geology. 1991. V. 101. P. 83-102.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.А. Богданов

Tectonics of the Laptev Sea Rift System

S.S. Drachev

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia

Abstract - The Laptev Sea is a unique example of junction between an active spreading center (Gakkel Ridge) and a continental margin, which is important to the study of a continental breakup. The modern view on tectonics in this region is based on results of marine multichannel seismic reflection profiling by the CDP method, recent gravimetric data, and geological investigations of the continental surroundings. The shelf structure comprises several deep rifts and highly uplifted basement blocks forming a rift system (eastward): the South Laptev rift basin, Ust'-Lena rift, East Laptev and Stolbovoi horsts, Bel'kovskii-Svyatoi Nos rift, and Anisinskii rift. The sedimentary cover of the rifts is underlain by a heterogeneous folded basement, which consolidated in the Mesozoic, and includes up to five seismic stratigraphic units (complexes), presumably of Late Cretaceous-Quaternary age and corresponding to different rifting phases. Their total thickness ranges from 3-4- to 8-12 km in the rifts and does not exceed 1.0-1.5 km in the horsts. The entire rift system is overlain by a continuous horizontal cover of upper Pliocene-Quaternary sediments, which records the general subsidence of the shelf under the conditions of decelerated rifting. The latter event is related to the latest reorganization in the motion of the Eurasian and North American plates occurring approximately 3 Ma ago. The thinning of the rift sedimentary cover and the gradual simplification of its internal structure in the east direction are interpreted as the result of rift migration. The existence of the Laptev Sea rift system is explained by the fact that, during the last 60-70 Ma, this region was a segment of a boundary zone between the North American and Eurasian plates in the Arctic.

Ссылка на статью:

Драчев С.С. **Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых**. Геотектоника. 2000, № 6, с. 43-58.