

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ

УДК 551.24(98)

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИКИ

В.А. Верниковский, Н.Л. Добрецов, Д.В. Метелкин, Н.Ю. Матушкин, И.Ю. Кулаков

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия*

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Обсуждаются особенности современной тектонической структуры российской части Арктического региона с разделением на Баренцево-Карскую и Лаптевско-Чукотскую континентальные окраины. Показаны новые геологические данные для ключевых структур Арктики, которые анализируются с учетом новых геофизических данных (гравитационных и магнитных), включая первые сейсмотомографические модели для Арктики. Особое внимание уделено блоку Новосибирских островов, включая острова Де-Лонга, где авторы статьи провели полевые работы в 2011 г. На основе анализа тектонического строения ключевых структур, новой геолого-геофизической информации и авторских палеомагнитных данных, рассмотрен ряд палеогеодинамических реконструкций для арктических структур от позднего докембрия до позднего палеозоя. В статье развиваются идеи Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натапова о докембрийском палеоконтиненте Арктида. Авторы рассматривают его эволюцию в течение позднего докембрия и всего палеозоя и приходят к выводу, что дезинтегрированные в позднем докембрии блоки (Свальбард, Карский, Новосибирский и др.) формируют позднепалеозойский субконтинент — Арктида-II, который вновь «сшивает» континентальные массы Лаврентии, Сибири и Балтики, но уже в составе Пангеи.

Тектоника, геодинамика, рифтогенез, субдукция, аккреционно-коллизонные пояса, палеомагнетизм, палеорекострукции, сейсмотомография, Арктика.

CONCERNING TECTONICS AND THE TECTONIC EVOLUTION OF THE ARCTIC

V.A. Vernikovskiy, N.L. Dobretsov, D.V. Metelkin, N.Yu. Matushkin, and I.Yu. Koulakov

The particularities of the current tectonic structure of the Russian part of the Arctic region are discussed with the division into the Barents–Kara and Laptev–Chukchi continental margins. We demonstrate new geological data for the key structures of the Arctic, which are analyzed with regard for new geophysical data (gravitational and magnetic), including first seismic tomography models for the Arctic. Special attention is given to the New Siberian Islands block, which includes the De Long Islands, where field work took place in 2011. Based on the analysis of the tectonic structure of key units, of new geological and geophysical information and our paleomagnetic data for these units, we considered a series of paleogeodynamic reconstructions for the arctic structures from Late Precambrian to Late Paleozoic. This paper develops the ideas of L.P. Zonenshain and L.M. Natapov over the Precambrian Arctida paleocontinent. We consider its evolution during the Late Precambrian and the entire Paleozoic and conclude that the blocks that parted in the Late Precambrian (Svalbard, Kara, New Siberian, etc.) formed a Late Paleozoic subcontinent, Arctida II, which again “sutured” the continental masses of Laurentia, Siberia, and Baltica, this time, within Pangea.

Tectonics, geodynamics, rifting, subduction, accretionary-collisional belt, paleomagnetism, paleoreconstruction, seismic tomography, Arctic

ВВЕДЕНИЕ

Самый молодой океан на планете — Северный Ледовитый океан представляет большой интерес как с научной, так и с практической точки зрения. Как показывают исследования российских и зарубежных авторов, знания о геологическом строении океана, его образовании и эволюции могут позволить решить многие важные региональные проблемы, включая формирование нефтегазоносных осадочных бассейнов. Эти знания позволяют также понять соотношение континентальных окраин, включая шель-

фы, с различными структурами, характеризующимися континентальным строением земной коры, но находящимися в настоящее время на значительном удалении от континентов, что, безусловно, необходимо при решении задачи установления внешней границы континентального шельфа для России и других арктических государств [Лаверов и др., 2013].

Современная структура Северного Ледовитого океана определяется положением двух крупнейших бассейнов: Американо-Евразийского (Канадского), время и характер спрединговых процессов в котором дискусионны, и Евразийского с современным спрединговым центром в виде срединно-океанского хр. Гаккеля (рис. 1). Формирование первого из них связывается с отколом Чукотско-Аляскинского блока от

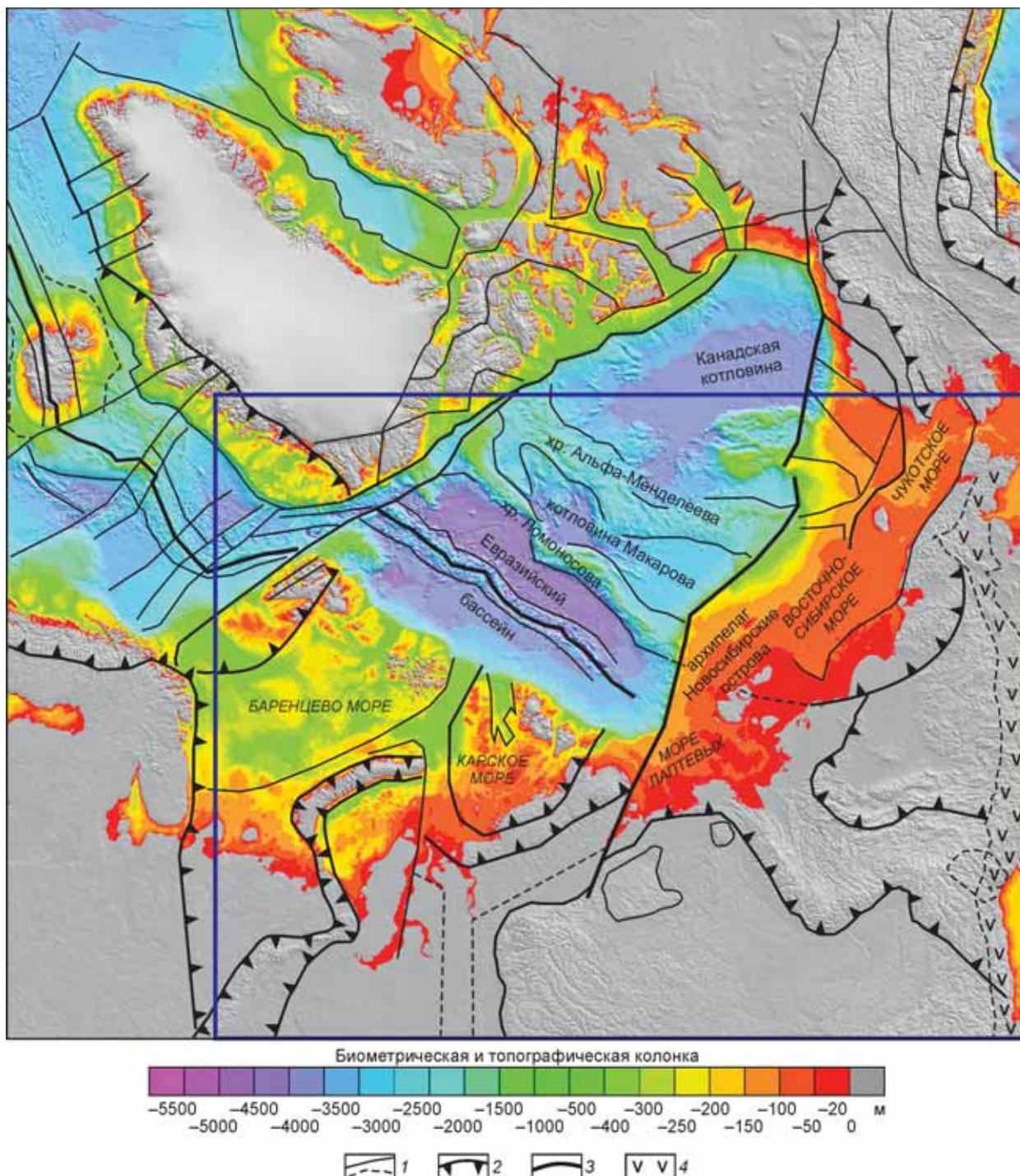


Рис. 1. Основные геоморфологические структуры Северного Ледовитого океана.

(<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/currentmap.html>). В рамке показана область рис. 2. 1 — разломы и линияменты, достоверные и предполагаемые, 2 — надвижки, 3 — ось срединно-океанического хребта, 4 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс.

Северо-Американской окраины на границе юры и мела, а второго — с отделением от Баренцево-Карской окраины хребтов Ломоносова и, возможно, Альфа-Менделеева. Именно эти тектонические движения, а также взаимное расположение Евразийского и Северо-Американского континентов определили его структуру в последние 150 млн лет (рис. 2). На рис. 1 показана как структура океанских котловин и их обрамления, так и структура шельфовой и континентальной частей. На рис. 2 приведена уже тектоническая карта Арктики с отражением главных элементов структуры складчатых поясов и континентальных блоков и расчленением их по возрасту, типу коры и возрасту фундамента. Благодаря этому выделены плиты Тимано-Печорская, Свальбардская, Карская, Новоземельская микроплита, континентальный блок архипелагов Новосибирских островов и Де-Лонга, Чукотский микроконтинент, а также континентальные террейны в океане, представленные хребтами Ломоносова, Менделеева и другие. При выделении и отражении всей структуры Восточной Арктики использованы Тектонические карты [Тектоническая..., 1996, 1998, 2011].

Таким образом, в статье обсуждаются особенности современной тектонической структуры российской части Арктического региона с разделением на Баренцево-Карскую и Лаптевско-Чукотскую континентальные окраины, затем — новые геофизические данные [Gaina et al., 2010, 2011; Глебовский и др., 2013], включая первые сейсмотомографические модели для Арктики [Яковлев и др., 2012]. На основе анализа тектонического строения ключевых структур, авторских палеомагнитных данных для них и новой геолого-геофизической информации рассмотрен ряд палеогеодинамических реконструкций для арктических структур от неопротерозоя до конца палеозоя и на их основе — важные и сложные вопросы тектонического строения и геодинамики Центральной и Восточной Арктики, касающиеся эволюции Северного Ледовитого океана от позднего докембрия до настоящего времени. При этом последние этапы эволюции Арктики в мезозое—кайнозое детально рассмотрены в другой статье этого номера журнала [Кулаков и др., 2013].

БАРЕНЦЕВО-КАРСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Баренцево-Карская окраина представлена двумя плитами — Карской плитой, или Карским микроконтинентом [Верниковский и др., 1995] на востоке и Свальбардской плитой, или Баренцией [Объяснительная..., 1996], в пределах которой выше уровня океана находятся архипелаги Земли Франца-Иосифа и Шпицберген на западе (см. рис. 2). Особенности строения Баренцево-Карской континентальной окраины могут быть охарактеризованы по разрезам архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая и Северная Земли и сравнения их с Северным Таймыром с использованием данных бурения единичных скважин и геолого-геофизических материалов по акваториям. Здесь хочется обратить внимание лишь на некоторые аспекты, которые важны для реконструкции тектонической истории региона.

По существующим представлениям **Свальбардская плита** занимает почти всю территорию Баренцевоморской окраины и включает территории архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля (см. рис. 2). Фундамент Свальбардской плиты представлен гренвильскими комплексами, известными на Шпицбергене и на Новой Земле [Кораго и др., 1992; Кораго, Тимофеева, 2005]. Это дает почву для предположений о том, что формирование структуры фундамента Свальбарда произошло в результате коллизионных событий при становлении Родинии. Основываясь на палеомагнитных данных, субконтинент Балтика, как правило, помещают таким образом, что гренвильские Свеконорвежские структуры являются северным (в современных координатах) «окончанием» гренвильских структур западной окраины Лаврентии, а мезоэопротерозойские складчатые пояса Амазонии линейно ориентированы вдоль гренвильской окраины Лаврентии [Cawood, Pisarevsky, 2006]. В этом ключе логично предполагать, что структуры Свальбардского орогена, продолжая гренвильский пояс, могли занимать наиболее крайнее положение к северу от Балтики и Лаврентии, маркируя шов столкновения этих кратонов при формировании Родинии.

Отражением коллизии Тиманского края Балтики со структурами Свальбарда явилось формирование позднедокембрийско-раннепалеозойского Тимано-Печорского орогена. Его существование подтверждается глубоким разрывом позднедокембрийских комплексов фундамента Тимано-Печорской плиты и ярко выраженным несогласием в подошве палеозойских образований ее чехла, а также становлением массивов гранитоидов *I*-типа (от 695 до 515 млн лет) и *A*-типа (от 564 до 516 млн лет) [Кузнецов и др., 2005]. При этом геологические и структурные данные свидетельствуют, что режим столкновения мог иметь «косой» характер [Кузнецов, 2008].

На крайнем западе и юго-западе, в непосредственной близости к каледонскому надвику в Западном Шпицбергене и Северной Скандинавии, переработка фундамента связана с каледонскими движениями. Кроме того, имеются сведения, что фундамент региона Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена был подвергнут тектонотермальной переработке (метаморфизму?) 420 млн лет назад, в течение главной фазы каледонского метаморфизма в Северной Скандинавии [Баренцевская..., 1988], что может быть связано с возникновением на севере Свальбардской плиты девонского орогена, вероятно, в результате

Рис. 2. Карта основных тектонических и геоморфологических элементов Арктики.

Карта составлена авторами с использованием работ: [Тектоническая..., 1996, 1998, 2011; Grantz et al., 2009; Шипилов, Верниковский, 2010]. Рамкой показан контур рис. 3. 1 — чехол молодых плит, 2 — современный континентальный склон, 3 — рифтогенные и синедвиговые бассейны MZ—CZ, 4 — фрагменты каледонских орогенных поясов, 5 — трогои и склоны с корой переходного типа, 6 — аккреционно-коллизийные комплексы, 7 — океанская кора, 8 — блоки и хребты с континентальной корой, 9—11 — Сибирская платформа: 9 — метаморфические комплексы фундамента (AR—PP), 10 — чехол (недеформированный), 11 — чехол (деформированный) в мезозое), 12—15 — литосферные плиты: 12 — с гренвилльским фундаментом, 13 — с позднедокембрийским фундаментом, 14 — с позднедокембрийским тектоническим деформациям, 15 — с позднедокембрийским тектоническим деформациям, 16 — базальты и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа (K_1 —N), 17 — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (K_{1-2}), 18 — крупная магматическая провинция Альфа-Менделеева (щелочные базальты, 120—90 млн лет), 19 — активная ось срединна, 20 — сутуры, 21 — надвиги и взбросы, 22 — сбросы, 23 — детали, 24 — сдвиги, 25 — разломы неясной кинематики.

коллизии Арктиды с Евро-Америкой, или Аркт-Европы с Америкой (Лаврентией) [Зоненшайн и др., 1990].

В пределах **Карской плиты** поверхность фундамента характеризуется сложным и расчлененным рельефом. Максимальные отметки наиболее погруженных зон фундамента достигают значений 12—14 км (как в трогое Св. Анны, так и в других впадинах Карской плиты), а минимальные — 1—2 км. Анализ геологического строения сухопутного и островного обрамления в совокупности с данными потенциальных геофизических полей позволяет распространять структуры основания Северо-Земельской и Северо-Таймырской областей на значительную часть Северо-Карского шельфа и в этой связи рассматривать эту область как единую плиту преимущественно с докембрийским фундаментом. Докембрийские комплексы, которыми сложено основание Карской плиты, подняты над уровнем моря на архипелаге Северная Земля и в северной части п-ова Таймыр [Погребницкий, 1971; Кабаньков и др., 1982; Проскурнин, 1995; Верниковский, 1996; Объяснительная..., 1998; Logenz et al., 2008]. Основные элементы структуры южной части Карской плиты ориентированы в соответствии с простиранием крупнейших правосторонних разломно-сдвиговых зон ее ограничения, что свидетельствует о немаловажной роли сдвиговой тектоники при формировании Таймыро-Североземельского орогенного пояса. Время его образования записано в позднепалеозойском региональном метаморфизме и гранитоидном магматизме (306—260 млн лет) [Верниковский и др., 1995]. При этом отчетливо выделяются позднекаменноугольные синколлизийные и позднепермские постколлизийные гранитоиды, состав которых меняется от S-типа гранитов к переходному S-I-типу и A-типу. Петрологические и изотопно-геохимические данные коллизийного события хорошо согласуются с палеомагнитными [Metelkin et al., 2005], подчеркивая кинематические характеристики этого коллизийного события. В ходе позднепалеозойского столкновения Карской плиты (Карского микроконтинента) и Сибирского кратона был деформирован расположенный между ними позднепротерозойский Центрально-Таймырский аккреционный пояс, в составе которого выделяются кратонные террейны, фрагменты палеоостровных дуг и офиолитов [Уфлянд и др., 1991; Верниковский и др., 1996, 2011; Khain et al., 1997; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Pease et al., 2001].

Следует отметить, что в структуре геофизических полей (гравитационных и магнитных) [Gaina et al., 2010] Карская плита заметно отличается от Свальбардской плиты и от прилегающих областей Сибирского кратона, поэтому она выглядит как самостоятельный блок с присущими ему индивидуальными особенностями внутреннего строения, что необходимо учитывать, решая вопрос о соотношении и эволюции Свальбардской и Карской плит.

В рельефе дна Баренцево-Карской континентальной окраины, отчетливо выражены глубокие врезы, в тектоническом отношении отвечающие грабен-желобам (или трогам), наиболее крупные из которых — Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина (см. рис. 2, 3). С запада и севера элементы платформ срезаются флексурно-сбросовыми поясами континентальных склонов соответственно Норвежско-Гренландского и Евразийского океанских бассейнов. Блоки докембрийского фундамента окраинно-континентальной платформы разобщены многочисленными рифтогенными прогибами полициклического развития [Шипилов, Сенин, 1988; Аплонов и др., 1996; Верба и др., 2005; Шипилов, Верниковский, 2010], среди них крупнейшим является Восточно-Баренцевский. Троги Восточно-Баренцевский и Св. Анны образуют единую структуру с тройным сочленением (см. рис. 3), а трог Воронина представляет собой, вероятно, структуру более древнего заложения. Среди рифтогенных прогибов и впадин Карской и Свальбардской плит с учетом максимальной мощности и скорости осадконакопления можно выделить: 1) позднекаледонско-герцинские (максимум осадконакопления S—D₁, несогласие в основании C₂), примером может быть трог Воронина; 2) с максимумом в P₂—T₁ (трог Св. Анны и Северо-Баренцевский бассейн) и 3) меловые (центр тройного сочленения в пересечении трогов Св. Анны и Восточно-Баренцевского [Шипилов, 2008; Шипилов, Верниковский, 2010].

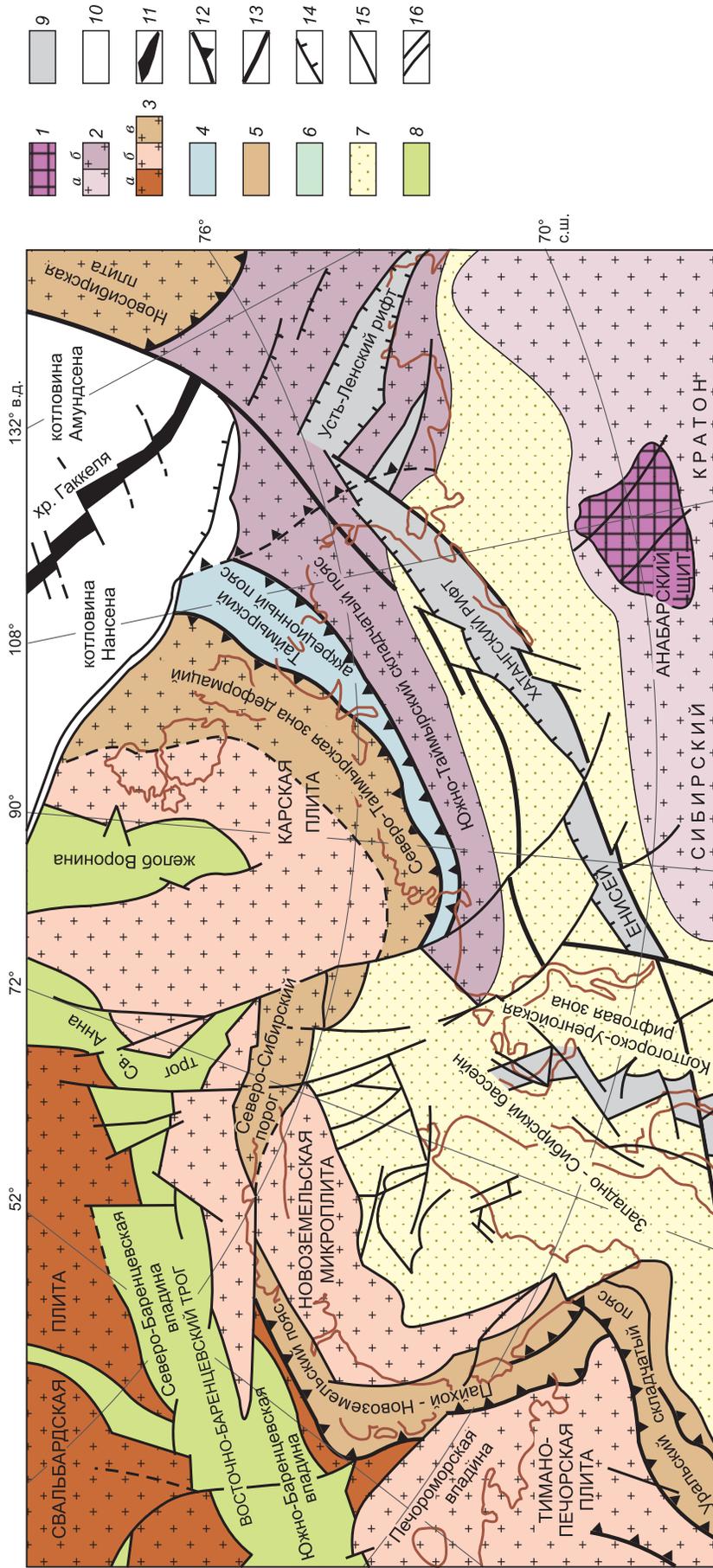


Рис. 3. Тектоническая схема Баренцево-Карского региона и сопредельных областей, по [Тектоническая..., 1996, 1998; Шишилов, Верниковский, 2010].

1 — докембрийские метаморфические комплексы фундамента; 2 — чехол Сибирского кратона; а — недеформированный, б — подвергшийся тектоническим деформациям в мезозое; 3 — литосферные плиты; а — с гренвилльским фундаментом, б — с позднедокембрийским фундаментом, в — подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям; 4 — неопротерозойский Таймырский аккреционный пояс; 5 — герцинские и раннекембрийские складчатые пояса и зоны тектонических деформаций; 6 — складчатые пояса мезозоя; 7 — чехол молодых плит; 8 — трого с корой субокеанского типа; 9 — континентальные мезозойские рифты; 10 — области океанской коры; 11 — срединно-океанская рифтовая зона; 12 — крупнейшие надвижки; 13 — крупнейшие сдвиги и трансформные разломы; 14 — сбросы; 15 — сбросы и сдвиги неопределенные; 16 — бровка континентального склона.

ЛАПТЕВСКО-ЧУКОТСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Восточная часть Арктики (см. рис. 1, 2 и 4) представлена сочетанием окраинно-континентальных и океанских структур. В океанской части выделяются Евразийский бассейн с хр. Гаккеля и Канадский бассейн, между которыми располагаются хр. Ломоносова и поднятие Альфа-Менделеева, разделенные, в свою очередь, впадиной Макарова. В континентальной части, в обрамлении Сибирской платформы, располагаются аккреционно-коллизионные структуры, представленные веером хребтов — от Верхоянского до Черского и далее на восток серией дугообразных хребтов в Корьякии, на Чукотке и на Аляске, где они характеризуют складчатые структуры Тихоокеанского обрамления.

Сейсмические зоны (см. рис. 4) в континентальной части образуют веер структур, расширяющихся от моря Лаптевых и устья р. Лена до Охотского побережья и Камчатского перешейка, где расстояние поперек сейсмогенных структур превышает 1000 км. Эта структура трактуется в ряде работ как «диффузная» граница Северо-Американской и Евразийской плит [Богданов, 1988; Stein, Sella, 2002]. Но уже давно здесь выделяется коллаж микроплит, включая Амурскую, Охотоморскую и Берингоморскую [Зоненшайн и др., 1990; Кораго и др., 2010]. На противоположной стороне Восточно-Арктического сек-

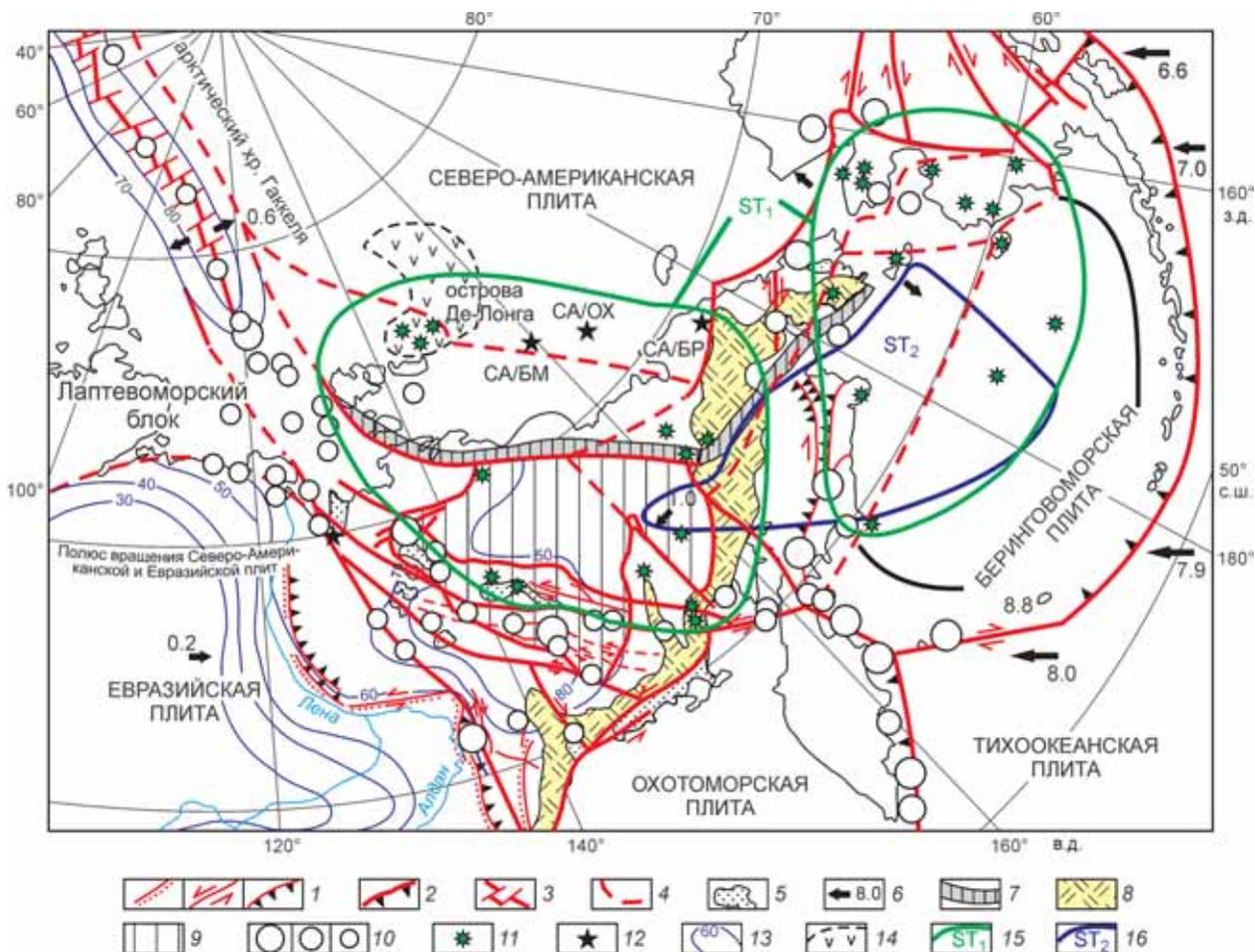


Рис. 4. Схема современной геодинамики и неоген-четвертичного вулканизма северо-востока Азии и Аляски [Имаев и др., 1998; Кораго и др., 2010].

1 — активные разломы, сдвиги, надвиги; 2 — границы современных зон субдукции (желоба); 3 — спрединговая зона (хр. Гаккеля); 4 — пассивные разломы; 5 — кайнозойские впадины; 6 — направления и скорость (см/год) движения плит и блоков; 7 — Южно-Аляска сута; 8 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 9 — Омолонский супертерреин (палеомикроконтинент); 10 — проекции очагов землетрясений более 7, 6.9—6.0 и менее 6 баллов; 11 — проявления неоген-четвертичного вулканизма щелочного и умеренно-щелочного состава; 12 — полюсы вращений плит и блоков; (CA — Северо-Американская плита, БМ — Берингоморская плита, ОХ — Охотоморская плита, ЕА — Евразийская плита, БР — хр. Брукса); 13 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 14 — базальты и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа (K₁—N); 15 — контуры ареалов (ST₁) плюмового позднекайнозойского вулканизма: континентальной (северо-восточной) и Берингоморской провинций, по [Аникин, 2012], снято с сейсмотомографического горизонтального разреза (220 км) см. рис. 5; 16 — граница холодной высокоскоростной линзы в переходной зоне верхней мантии на глубине 640 км (ST₂), снято с сейсмотомографического горизонтального разреза см. рис. 5.

тора, на Аляске и прилегающей части Скалистых гор, мы также наблюдаем веерообразный комплекс расходящихся сейсмогенных структур. Они соединяются сейсмогенной структурой Алеутской островной дуги и Чукотско-Корякским сейсмическим поясом (см. рис. 4). Эта сейсмичность в упрощенном виде трактовалась как взаимодействие Северо-Американской и Евразийской плит, которое рождает раскрытие Северной Атлантики, продолжающееся до хр. Гаккеля в Центральной Арктике, и сложное взаимодействие между Сибирской, Канадской платформами и Тихоокеанской плитой, приводящее к появлению коллажа микроплит.

Мы рассмотрим это взаимодействие с учетом новой сейсмотомографической модели [Яковлев и др., 2012] и новых данных по кайнозойскому вулканизму Восточно-Арктического сектора. На рис. 4 показана схема современной геодинамики Восточной Арктики, на которой показаны сейсмогенные зоны, близкие к тем, что показаны в работах [Аветисов, 2009; Поселов и др., 2012; Яковлев и др., 2012], а также Южно-Анъюйская сутура и ее продолжение в Южной Чукотке [Соколов и др., 2001, 2010; Sokolov et al., 2009; Miller, Verzhbitsky, 2009], Охотско-Чукотский вулканический пояс (поздний альб — кампан [Акинин, 2012]), Колымо-Омолонский супертеррейн (микроконтинент). Веер сейсмогенных разломов, разветвляющийся от устья р. Лена, располагается между Верхоянским хребтом и юго-западной окраиной Колымо-Омолонского массива [Имаев и др., 1998]. На схему вынесена проекция холодной высокоскоростной линзы в переходной зоне верхней мантии на глубине 640 км (ST_2), выделенная на горизонтальном сейсмотомографическом разрезе рис. 5. Эта граница располагается к югу от Чукотского продолжения Южно-Анъюйской сутуры и представляет собой реликт погруженной в раннем мелу Южно-Анъюйской океанской плиты. На рис. 4 также показана граница ареалов плюмового щелочного и умеренно-щелочного вулканизма на Чукотке и Аляске (анъюйская группа, Энмеленские вулканы, Девик, Имурук, Св. Михаила, Бэсэп и др. (см. рис. 1 в статье [Добрецов и др., 2013] в настоящем журнале), близкая к предполагаемой границе Берингоморского блока [Богданов, 1998]. Эти ареалы хорошо выделяются и на горизонтальном сейсмотомографическом сечении для глубины 220 км (см. рис. 5).

Таким образом, Берингоморский блок ограничен на юге слэбом, погружающимся на север в зоне Аляскинской островной дуги до глубины 350—400 км (рис. 6) [Кулаков и др., 2011; Яковлев и др., 2012], а на севере — холодной линзой в переходной зоне верхней мантии на глубине 400—650 км, реликтом первоначально субдукцирующего на юг слэба Анъюйской плиты [Лобковский и др., 2011]. Поверхностным проявлением более молодой (позднемелового возраста) зоны субдукции может служить Чукотский сегмент Охотско-Чукотской вулканической зоны (см. рис. 4).

Действительно, в Чукотском и Охотском сегментах обнаруживаются существенные отличия в составе и возрасте магматических пород [Геодинамика..., 2001], но этот вопрос требует дополнительного изучения. Длительность формирования в слое С линзы шириной около 1000 км (см. рис. 5 и 6) потребует времени не менее 30 млн лет, по аналогии с Южно-Курильским сегментом Курильской дуги [Кулаков и др., 2011].

В структуре Восточной Арктики ключевое значение занимает **Чукотско-Аляскинский блок**. В ряде работ [Grantz et al., 1998; Хаин и др., 2009; Кулаков и др., 2013] предполагается, что докембрийские структуры Чукотско-Аляскинского блока, известные в хр. Брукса и в пределах Восточно-Чукотского поднятия, надстраивали раннедокембрийские структуры Гренландско-Элсмирского блока и занимали положение вблизи северо-восточной окраины Лаврентии. «Отрыв» Чукотско-Аляскинского тектонического элемента от Северо-Американского кратона произошел лишь в юре, при раскрытии Канадского бассейна [Grantz et al., 1998; Хаин и др., 2009]. Структурным выражением коллизии этого субконтинента с Верхояно-Колымской окраиной Сибири является Южно-Анъюйская зона (см. рис. 2, 4), для которой наиболее характерно развитие позднеюрских—раннемеловых океанских и островодужных ассоциаций, маркирующих собой сутуру [Oxman, 2003; Соколов и др., 2010]. Продолжение этой границы на шельфе является предметом дискуссии [Kuzmichev, 2009]. Вслед за [Golonka et al., 2003; Li et al., 2008] мы предполагаем, что от момента формирования Родинии и в течение всего неопротерозоя и палеозоя названные блоки не меняли своего положения относительно Северо-Американского кратона, формируя окраину Лаврентии. По мнению Н.И. Филатовой и В.Е. Хаина, ряд геологических фактов свидетельствует о возможной террейновой истории Чукотско-Аляскинского элемента в позднем докембрии—раннем палеозое [Филатова, Хаин, 2007; Хаин и др., 2009]. Наиболее значимыми из них являются наличие глубоководных фаций раннего палеозоя на окраине Гренландско-Элсмирского (включая о. Элсмир с аллохтонном ордовикских офиолитов Пирия [Klemperer et al., 2002]) блока, а также повсеместное проявление поверхности структурного несогласия, деформаций, метаморфизма, гранитоидного магматизма, обусловленных элсмирским орогенезом. В модели [Lawver et al., 2011] предполагается, что Чукотско-Аляскинский блок до девона формировал северо-восточное (в современных координатах) обрамление Сибирского континента и элсмирский орогенез отражает его коллизию с Лаврентией. Последовавший за этим рифтогенез привел к формированию океанского бассейна Ангаючам (Южно-Анъюйского океана) и

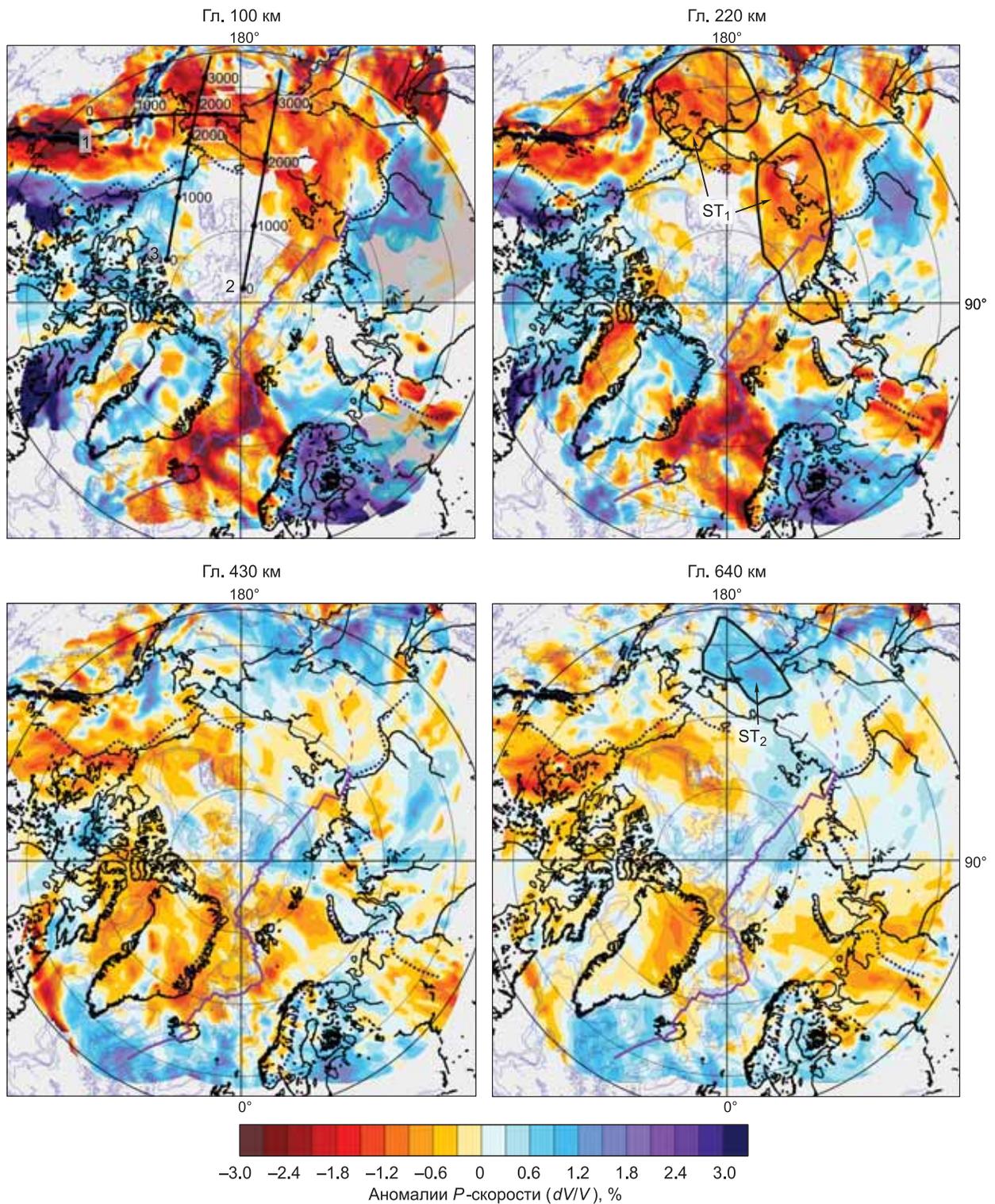


Рис. 5. Аномалии сейсмической скорости P -волн на горизонтальных сечениях, полученные в результате инверсии реальных данных для Арктического региона [Яковлев и др., 2012, с дополнениями].

ST₁ — контуры ареалов плюмового позднекайнозойского вулканизма на глубине 220 км, проекции которых показаны на рис. 4. ST₂ — контур холодной высокоскоростной линзы в переходной зоне верхней мантии на глубине 640 км, проекция которой показана на рис. 4.

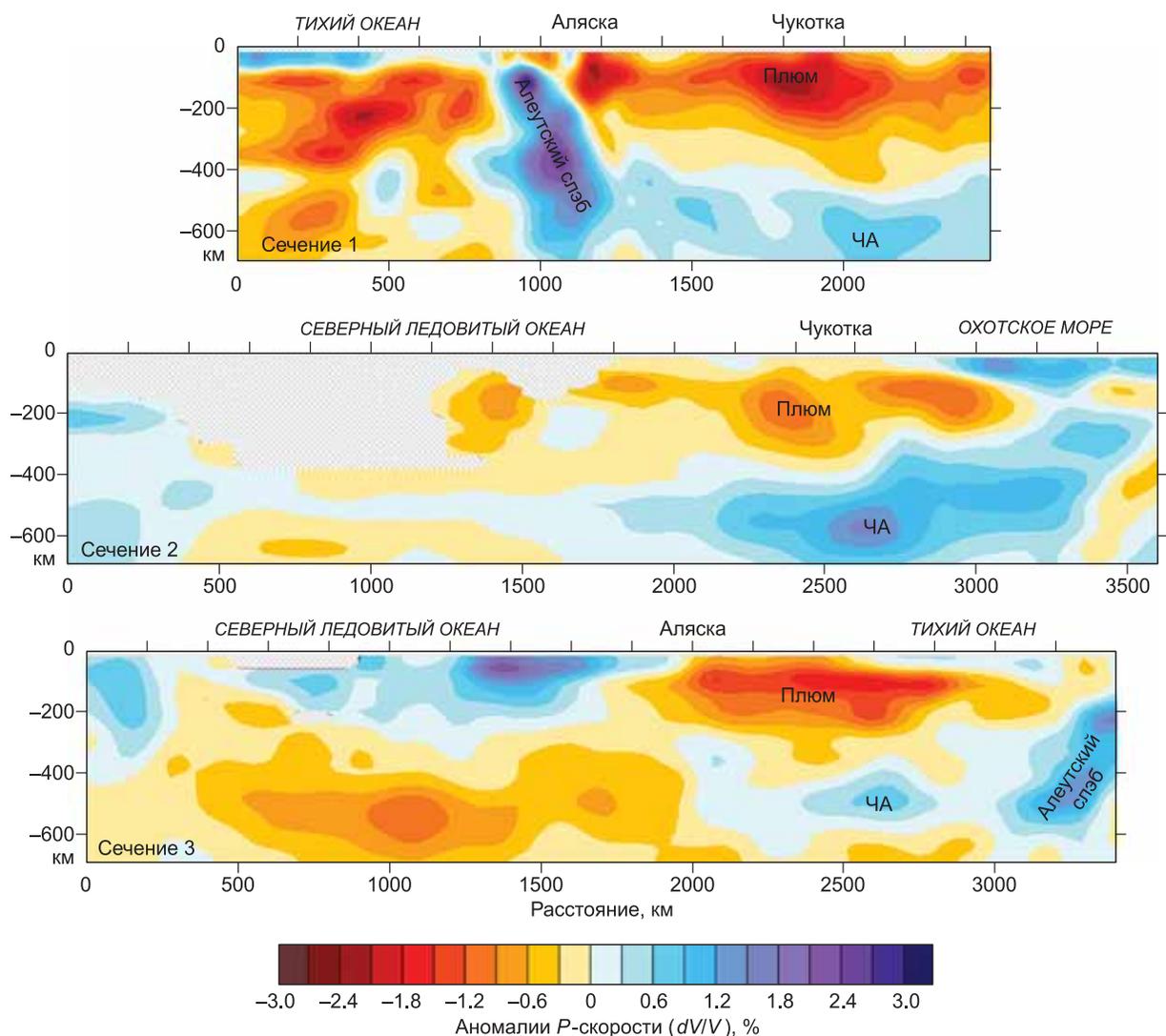


Рис. 6. Вертикальные сечения модели аномалий сейсмических скоростей P -волн вдоль трех вертикальных сечений, положение которых показано на рис. 5.

Основные географические элементы указаны над профилями. ЧА — чукотская аномалия, природа которых обсуждается в тексте.

к концу девона — в карбоне Сибирь была отделена от Гренландско-Аляскинско-Чукотской окраины Лаврентии уже значительным пространством [Lawver et al., 2011].

Новосибирский блок является еще одной из ключевых структур Арктики (см. рис. 2). Он входит в состав российского арктического шельфа и, по мнению многих исследователей, представляет собой континентальный террейн с докембрийским фундаментом и палеозойским чехлом, главным образом карбонатным [Косько, 1977; Drachev et al., 1998; Natal'in et al., 1999]. Однако многие вопросы, связанные с его строением и границами, остро дискутируются.

В рамках традиционных представлений этот тектонический элемент, включающий территорию Новосибирских островов и окружающий их Лаптевоморский шельф (см. рис. 2), рассматривается в составе Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системы [Филатова, Хаин, 2007]. Соответственно в подавляющем большинстве реконструкций он входит в состав Чукотско-Аляскинского террейна. Однако положение западной границы этого террейна, где расположен Новосибирский блок, остается дискуссионным [Kuzmichev, 2009; Drachev, 2011]. В том числе предполагается, что эта важнейшая граница может разделять Новосибирский блок на два, проходя между островами Котельный и Фаддеевский или между ними и о. Новая Сибирь, или между островами Анжу и Де-Лонга. Последнее объясняется наличием аномалий гравитационного и магнитного полей [Gaina et al., 2010, 2011], а также слабой сейсмичностью [Поселов и др., 2012], позволяющих предполагать здесь рифтогенную структуру

[Drachev et al., 2010]. Однако, как будет показано ниже, первые палеомагнитные данные для Новосибирских островов позволяют утверждать, что породы архипелагов Анжу и Де-Лонга минимум с раннего ордовика формировались в пределах единого Новосибирского террейна, т.е. на едином фундаменте [Верниковский и др., 2013]. В этом случае Новосибирский блок по своим размерам становится соизмеримым с Карским блоком и по аналогии с последним может рассматриваться в качестве Новосибирской плиты или Новосибирского микроконтинента. Предполагаемая выше рифтогенная структура, якобы разделяющая собственно Новосибирские острова от островов Де-Лонга, может быть очень молодой, а ее формирование еще не привело к расколу единого блока и смещению его частей.

Дискутируется вариант принадлежности всего Новосибирского блока краевым структурам Сибири или Карского блока [Kuzmichev, Pease, 2007]. Палеозойская часть разреза, слагающая Новосибирские острова, описывается в качестве типичного шельфа пассивной континентальной окраины. Наиболее полный разрез известен на о. Котельный, где имеет преимущественно карбонатный состав. Более глубоководные фации с преобладанием турбидитов, характеризуют нижнепалеозойский комплекс на о. Беннетта [Верниковский и др., 2013]. Эти разрезы имеют сходство с отложениями, слагающими серию карбонатных блоков Омуревского типа вдоль Полоусненско-Колымской сутуры, образуя Колымскую структурную петлю [Охман, 2003]. Новые биостратиграфические данные по ордовику—силуру косвенно подтверждают относительную близость палеобассейна с Сибирской окраиной [Верниковский и др., 2013].

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ПРИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

Имеющиеся данные о наличии докембрийских метаморфических и магматических комплексов среди основных структур Арктики, обрамляющих океан, позволили предположить в 60—80-х годах прошлого столетия многим авторам существование между Лаврентией, Сибирью и Балтикой древнего континента — Гиперборейской платформы, Баренции, Арктиды или Арктического континента, по разным авторам [Шатский, 1963; Хаин, 1979; Зоненшайн, Натапов, 1987; и др.]. Древний континент, который благодаря Л.П. Зоненшайну и Л.М. Натапову все чаще называется Арктидой, в результате рифтогенеза распался, а его отдельные континентальные блоки либо оказались перекрытыми осадками континентальных окраин, либо включены в складчатые пояса по периферии океана (рис. 7). В классическом представлении Арктида состояла из нескольких блоков сиалической коры, реликты которой расположены сейчас в Арктическом секторе: Карский блок, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы, блок Северной Аляски (хр. Брукса, п-ов Сьюард) и Чукотки, а также небольшие фрагменты Иннуитского складчатого пояса на севере Гренландии (Земля Пири, северная часть островов Элсмир и Аксель-Хейберг) и блок подводного хр. Ломоносова [Зоненшайн, Натапов, 1987]. Упомянутые авторы не включали в Арктиду Баренцево-Шпицбергенский блок, хотя рассматривали Тиманский пояс в качестве шва столкновения малого континента Баренции с Восточной Европой (Балтикой) в конце докембрия.

Позднее, ряд исследователей, развивая эти идеи, включали в своих реконструкциях в состав Арктиды (Арктического континента) и Баренцию, отмечая, так же как вышеуказанные авторы, позднедокембрийский [Верниковский, 1996], или вендско-кембрийский возраст ее коллизии с Балтикой [Борисова и др., 2001; Кузнецов, 2008]. При этом Т.П. Борисова с соавторами назвали вновь образованный континент «Аркт-Европа», включающий Арктиду и Балтику, который впоследствии (начало среднего палеозоя) соединился с Северо-Американским континентом — Лаврентией с образованием каледонского складчатого пояса и нового континента — Аркт-Лавруссия или Евро-Америка. По мнению Л.П. Зоненшайна с соавторами, столкновение Восточной Европы и Северной Америки произошло перед девонем, а столкновение Евро-Америки с Арктидой в девоне [Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн и др., 1990]. К позднему карбону — ранней перми произошло сближение Евро-Америки, включающей Арктиду, с Сибирью, что привело к закрытию Уральского палеоокеана [Зоненшайн и др., 1990; Добрецов, 2003], формированию Карского (Таймыро-Североземельского) орогенного пояса [Верниковский, 1996] и Южно-Анжуйского океанского залива [Зоненшайн и др., 1990].

Эволюцию континентальных блоков Арктики рассматривали многие зарубежные авторы. В том числе еще в 80-е годы прошлого столетия на основе анализа сейсмических данных были высказаны предположения о континентальной природе поднятий Ломоносова и Менделеева [Churkin, Trexler, 1981; Forsyth, Mair, 1984; Jackson, Johnson, 1984; и др.], которые сегодня находят все больше подтверждений [Grantz et al., 2001; Alvey et al., 2008; Langinen et al., 2009]. По материалам комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в последние годы на хр. Ломоносова и в зоне его сочленения с Лаптевско-Чукотской континентальной окраиной, устанавливается четкая генетическая связь со структурами шельфовых областей [Lebedeva-Ivanova, 2006; Поселов и др., 2012; Рекант, Гусев, 2012]. Показано, что тектоническая структура хребта не может рассматриваться отдельно от прилегающих континентальных структурных ансамблей. Хребет представляет собой погружившийся до батимальных глубин

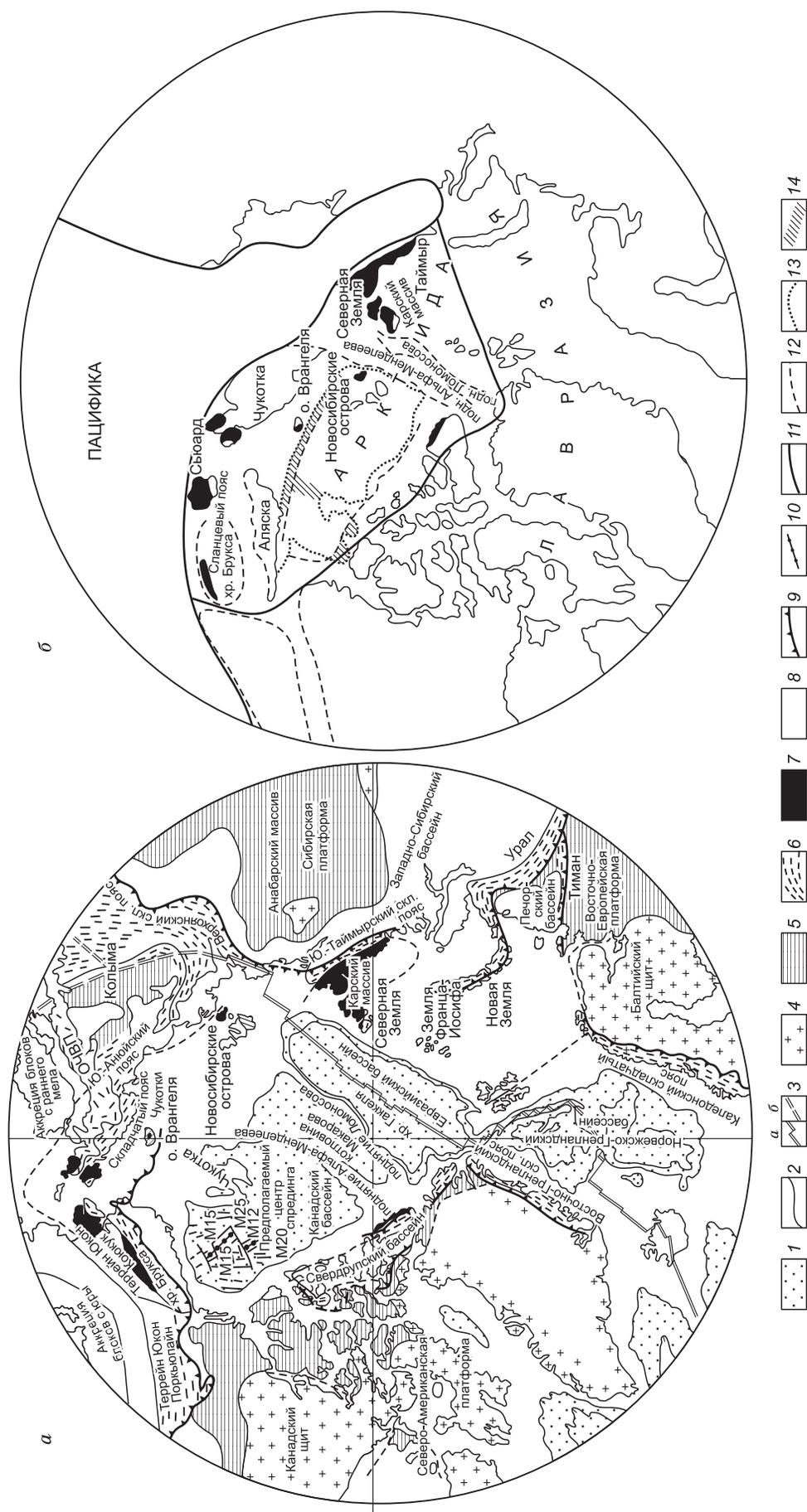


Рис. 7. Главные геологические структуры Арктики (а) и реконструкция для ранней юры, показывающая древние арктические массивы, собранные в континент Арктида, причлененный к Лавразии (б) [Зоненшайн, Натанов, 1987].

1 — океанические бассейны глубже 2000 м; 2 — изобаты 2000 и 3000 м; 3 — активный срединный центр (а — уверенный, б — диффузивный или неуверенный); 4 — шиты; 5 — платформы; 6 — орогенетические пояса; 7 — древние массивы — остатки континента Арктида; 8 — мезозойские и кайнозойские осадочные бассейны; 9 — фронты складчатости; 10 — отмершая ось спрединга; 11 — контуры континентов; 12 — контуры блоков; 13 — контуры шельфа Канарского бассейна; 14 — участки перекрытия блоков при реконструкции.

блок древней континентальной коры, который, очевидно, является обломком соответствующих массивов, возникших при формировании современной структуры Евразийского бассейна.

Достоверно обосновать взаимную конфигурацию блоков, составляющих Арктиду в пространстве и времени, могли бы палеомагнитные данные. К сожалению, крайняя недостаточность качественных палеомагнитных данных для позднего докембрия и палеозоя по территории Арктики не позволяет создать «зрелую» палинспастическую основу для палеотектонического анализа [Верниковский и др., 2010]. Мировая палеомагнитная база данных (IAGA GPMDB) насчитывает не более 30 определений, преимущественно для позднего палеозоя (моложе девона) — раннего мезозоя территории Баренции и Гренландско-Элсмирского региона. По территории Чукотки и Северной Аляски — наиболее крупному массиву классической Арктиды — палеомагнитные определения отсутствуют. Достоверные палеомагнитные определения имеются для Карского блока. Они включают три палеомагнитных полюса на: 500, 450 и 420 млн лет, которые позволили обосновать тренд кажущегося движения полюса (ТКДП) этой плиты [Metelkin et al., 2005]. При сходном характере кажущегося дрейфа и сопоставимых широтах он значительно смещен к востоку от сибирских полюсов [Cocks, Torsvik, 2007] к ТКДП Балтики [Torsvik, Cocks, 2005]. Последнее интерпретируется как обоснование тектонического единства Балтики и Карского блока в составе гипотетической Аркт-Европы [Gee et al., 2006; Кузнецов, 2008], хотя фактически означает только некоторое сходство взаимного положения массивов в раннем палеозое их современной конфигурации в пространстве. При детальном рассмотрении оказывается, что угловое расстояние между полюсами Балтики и Карского блока для рубежа кембрия—ордовика составляет 10—40°, а для силура — 20—30°, статистически не различаются только полюсы позднего ордовика. Синтез данных и анализ восстановленной кинематики Карской плиты, Сибири и Балтики приводят к выводу о террейновой истории Карского массива в палеозое [Metelkin et al., 2005; Метелкин и др., 2012]. С ордовика до конца силура террейн испытывал дрейф от 40° ю.ш. к 10° с.ш. со скоростью около 5 см/год и вращением против часовой стрелки с амплитудой до 1°/млн лет. Аналогичный дрейф, но с опережающим вращением плиты, реконструируется для Балтики [Torsvik, Cocks, 2005]. Главное отличие в кинематике Сибирской плиты связано с вращением по часовой стрелке [Cocks, Torsvik, 2007]. Противоположно направленное вращение масс, должно было обеспечить формирование между ними трансформ и способствовало сдвиговому перемещению Карской плиты в направлении от Балтики (или Лаврентии) к Сибири. Вероятно, реликты этих трансформ и являются контролируемыми при формировании структуры трога Св. Анны и Северо-Сибирского порога (см. рис. 2).

Таким образом, на основе представленных геолого-геофизических данных мы предполагаем, что Карский блок в структуре древней Арктиды (при формировании Родинии) располагался между Гренландско-Элсмирским блоком, надстраивая его структуры, и Свальбардом. Его палеозойская история отвечает террейновой стадии, а значит, связана с «отрывом» от канадской окраины Лаврентии и дрейфом к таймырской окраине Сибири. Причем в ходе этого дрейфа определяющую роль должны играть крупные трансформы, в том числе функционирующие между Карским микроконтинентом и Свальбардом.

Первые авторские исследования раннего палеозоя Новосибирских островов позволили установить координаты палеомагнитных полюсов для раннего, среднего ордовика и позднего ордовика—раннего силура и установить следующие закономерности [Верниковский и др., 2013]. Во-первых, совпадение палеомагнитных направлений, установленных в осадочных породах о. Котельный и о. Беннетта позволяют утверждать, что породы архипелагов Анжу и Де-Лонга минимум с раннего ордовика формировались в пределах единого Новосибирского террейна (микроконтинента), т.е. на едином фундаменте. Обсуждаемая выше Южно-Ануйская сутурная зона не могла его пересекать, в том числе при раскрытии Американо-Евразийского бассейна в раннем мелу. Во-вторых, полученные координаты палеомагнитных полюсов значительно отличаются от соответствующего интервала траекторий кажущегося движения полюса Сибири, Лаврентии и Карского микроконтинента. Наиболее предпочтительной интерпретацией палеомагнитных данных представляется вариант, при котором Новосибирский блок в раннем палеозое является независимым террейном. Его палеогеографическое положение на рубеже ордовика—силура соответствует 30—40°, предположительно, северной широты. Принимая во внимание сведения о наличии на о. Бельковский субвулканических интрузий основного состава, сопоставимых с эпизодом траппового магматизма Сибири [Кузьмичев, Голдырев, 2007; Kuzmichev, Pease, 2007], следует предполагать возможность домезозойской коллизии Новосибирского блока с Сибирской окраиной. В таком случае территория Новосибирского архипелага могла оказаться в зоне влияния Сибирского плюма, занимая, как предполагают упомянутые авторы, крайнее положение в структуре трапповой провинции Сибири [Кузьмичев, Голдырев, 2007].

Указанные палеомагнитные данные по территории Карской и Новосибирской микроплит, наряду с обширной палеомагнитной базой по кратонам Лаврентии, Балтики, Сибири и Гондваны [Печерский, Диденко, 1995; Torsvik et al., 1996; Smethurst et al., 1998; McElhinny, MacFadden, 2000; Wingate, Giddings, 2000; Torsvik, Van der Voo, 2002; Li et al., 2008; Pisarevsky et al., 2008; Metelkin et al., 2010; Метелкин и

др., 2012] составили основу представленных ниже палеотектонических реконструкций. Палеогеографическое положение кратонов откорректировано (в рамках доверительных интервалов для палеомагнитных полюсов) в соответствии с общей моделью и имеющимися глобальными реконструкциями, включающими структуры Арктического сектора [Scotese, 1997; Cocks, Torsvik, 2002, 2007; Golonka et al., 2003; Lawver et al., 2011]. Положение блоков Арктиды для временных интервалов, по которым палеомагнитные данные отсутствуют, реконструировано на основе геологических представлений.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

750 млн лет. Это время связано с этапом деструкции Родинии — гренвильского суперконтинента, сформированного на рубеже 1 млрд лет. Мы предполагаем [Li et al., 2008], что структуры Арктиды, включающие Свальбард, Карский массив, Гренландско-Элсмирский, Аляско-Чукотский и Новосибирский блоки, находясь в составе Родинии, занимали полосу между канадской окраиной Лаврентии, юго-западной окраиной Сибири и северо-восточной окраиной Балтики. В рамках современных представлений распад Родинии начался уже около 950 млн лет и длился чрезвычайно долго, вплоть до эдиакарского времени. Важную роль в этом процессе играли сдвиги, по сути, обусловившие «тектонический развал» суперконтинента [Метелкин и др., 2012]. К рубежу 750 млн лет уже произошло отделение Сибирского кратона, а вдоль Гренвильского орогенического пояса доминировали сдвиговые системы. Палеогеографическое положение Арктического субконтинента отвечало приэкваториальным широтам (рис. 8). Древнейшие офиолиты, фиксирующие палеоокеанские окраины с возрастом 1000—900 млн лет, установлены на Таймыре [Верниковский и др., 2011].

650 млн лет. На многих примерах показано, что распад суперконтинента сопровождался дроблением краин плит на независимые террейны, микроконтиненты, малые и средние плиты. К концу криогения, при интенсивном формировании океанской коры Палеоокеанского океана, разделившего Сибирь и Лаврентию, в деструкцию Лаврентийской окраины было вовлечено большинство блоков древней Арктиды (см. рис. 8). Новосибирский блок, находившийся на северной периферии, был отколот одним из первых. Его крайнее северное положение при представленной кинематической картине предопределило его индивидуальную тектоническую историю в пределах Северного полушария. Карская и Свальбардская плиты, занимавшие южное положение в структуре древней Арктиды, были отколоты немного позднее в результате продвигающегося на юг рифтинга, обусловившего в итоге обособление Балтики и ее резкое вращение по часовой стрелке. Такому вращению способствовала эволюция активной окраины, расположенной вблизи тимано-уральской окраины Балтики. Косая субдукция с одной стороны от Свальбардской микроплиты и растяжение с другой стороны провоцировали трансформный режим ее перемещения и взаимодействия с Карской микроплитой. В позднем неопротерозое эти микроплиты наряду с их крупными соседями оказались перемещенными в южном направлении и заняли субтропические широты Южного полушария.

540 млн лет. Рубеж докембрия—кембрия в эволюции Свальбардской плиты ознаменован коллизионным событием, результатом которого стало формирование Тимано-Печорского орогена, сшивающего ее с тиманской окраиной Балтики [Кузнецов, 2005, 2008]. С этого момента обозначенная территория Баренции выступает как часть Восточно-Европейского палеоконтинента [Nikishin et al., 1996]. Карский блок продолжает испытывать преимущественно трансформное перемещение относительно Баренции. Сдвиговый режим характеризует всю северо-восточную (в современных координатах) окраину Сибирской плиты и ее взаимоотношения с плитами Лаврентии и Балтики (см. рис. 8).

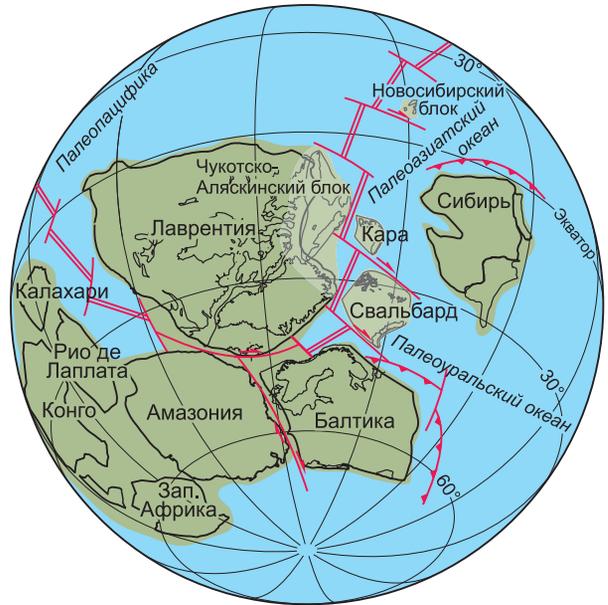
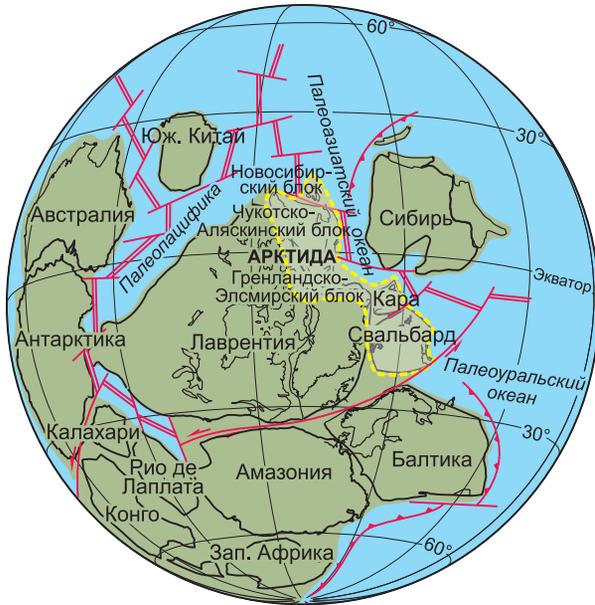
Юго-западная окраина Сибири в это время отвечает условиям активной континентальной окраины тихоокеанского типа при косой субдукции, что способствовало характерному для Сибири вращению по часовой стрелке, начиная с кембрия [Метелкин и др., 2012; Метелкин, 2013]. Вероятно, с этого времени начинается сближение Новосибирского блока, находящегося среди плит Палеоокеанского океана, с Сибирской континентальной окраиной. Перемещения имели трансформный характер. Ориентировка трансформ, которые контролировали дрейф Новосибирского блока, была практически параллельна субширотному простиранию субдукционной системы на юге Сибири. Это обусловило не только преимущественное сдвиговое скольжение Новосибирской плиты вдоль Сибирской окраины, но и сохранение относительно высокого северного положения блока.

Еще одним важным событием на рубеже докембрия—кембрия является зарождение на границе Лаврентии и Балтики океана Япетус, определившего дальнейший северный дрейф Лаврентии [Cocks, Torsvik, 2002].

500 млн лет. К рубежу кембрия—ордовика активный спрединговый режим между Лаврентией и Балтикой характеризует океанское пространство Япетуса [Cocks, Torsvik, 2002]. В это время отмечаются процессы раскола континентальной коры, вдоль восточной (в современных координатах) окраины Балтики с формированием океанского ложа Уральского палеоокеана [Пучков, 2003, Добрецов, 2011].

750 млн лет, неопротерозой (криогений)

650 млн лет, поздний неопротерозой



540 млн лет, ранний кембрий

500 млн лет, поздний кембрий

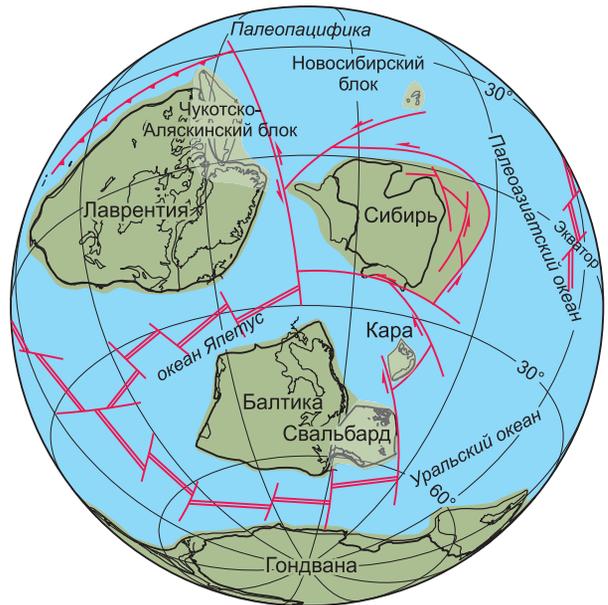


Рис. 8. Плитотектонические реконструкции, отражающие положение континентов и блоков Арктиды в неопротерозе—раннем палеозое.

1 — континентальные массивы; 2 — континентальные блоки Арктиды; 3 — океанические бассейны; 4 — предполагаемое положение зон спрединга; 5 — активные континентальные окраины; 6 — принципиальное простирание трансформно-сдвиговых зон с указанием кинематики сдвига.

Таким образом, Восточно-Европейский континент практически по всей периферии (за исключением севера) обрамлен молодыми океаническими бассейнами, динамика роста которых предопределила активное вращение континентальной плиты против часовой стрелки. Северная окраина Балтики, в том числе окраина Баренции, имеет трансформный режим развития. Крупноамплитудные сдвиги связывают северные окраины Балтики и Сибири, обеспечивая постепенное перемещение Карского блока в направлении к Сибири [Метелкин и др., 2000; Metelkin et al., 2005]. Последняя, после крупного аккреционного события на юго-западе со стороны Палеоазиатского океана, испытывает дальнейшее вращение по часо-

вой стрелке, что ведет к расчлениванию новообразованной континентальной коры и интенсивным сдвиговым деформациям [Метелкин и др., 2012; Метелкин, 2013]. Продолжающееся развитие этой системы сдвигов на юго-восточной окраине Сибири (в современных координатах) связывает и контролирует встречное перемещение Новосибирского блока, оказавшегося теперь в зоне влияния плит Палеопацифики.

450 млн лет. Конец ордовика связан с началом закрытия океанского пространства Япетуса (рис. 9). Активные субдукционные процессы проявлены повсеместно на его континентальных окраинах [Cocks, Torsvik, 2005]. Баренцевская окраина Балтики и расположенный на ее периферии Карский террейн испытали значительное сближение с таймырской окраиной Сибири за счет преимущественно разнонаправленного вращения указанных континентальных масс. Вся эта система продолжает общее перемещение на север к экватору. Положение Новосибирского блока на этой реконструкции вблизи 30° с.ш. соответствует палеомагнитным данным [Верниковский и др., 2013]. Новосибирский террейн также испытывает согласованное с Сибирью перемещение, которое контролируется левыми сдвигами по периферии кратона, согласно представленным ранее моделям [Метелкин и др., 2012].

420 млн лет. Рубеж силура и девона ознаменован закрытием океана Япетус и коллизионным событием между Лаврентией и Балтикой, и объединением их в Лавруссию [Cocks, Torsvik, 2002]. Наряду с формированием Скандинавского орогена, каледонский орогенез проявился в северо-западной части Шпицбергена и северо-восточной окраине Гренландии, распространившись затем вдоль гренландско-элсмирского участка Лаврентии и достигнув в конце девона—начале карбона Аляски [Филатова, Хаин, 2007; Хаин и др., 2009]. В конце силура элсмирско-алаянская окраина Лаврентии представляла собой активную окраину, где субдуцировали реликты океанской коры Япетуса. Карский микроконтинент находился уже в непосредственной близости от таймырской окраины Сибири (см. рис. 9). Ранние этапы его коллизионного столкновения связаны со скольжением вдоль трансформы, что не исключает присутствия фрагментов океанской коры между Сибирью и Карской микроплитой [Metelkin et al., 2005]. Видимо, узкий «зазор» океанской коры существовал также между Свальбардской плитой и Карским микроконтинентом. Уральская окраина Балтики и юго-западная Сибирская окраины характеризуются интенсивным субдукционным магматизмом, что свидетельствует о режиме закрытия бассейнов Уральского и Палеоазиатского океанов [Добрецов, 2011]. Активное сближение Сибирского и Восточно-Европейского массивов было связано с доминирующими субдукционным и сдвиговым режимами в пределах их современных арктических окраин [Метелкин и др., 2012]. В итоге к позднему девону большинство блоков Арктики, за исключением Новосибирского террейна, вновь оказались близко друг к другу, занимая приэкваториальное положение (см. рис. 9).

380 млн лет. В соответствии с имеющимися представлениями [Golonka et al., 2003], блоки Арктиды к началу девона составляли континентальный мост между Сибирью и Лавруссией, замыкая структуры суперконтинента. В середине девона в этой области предполагается формирование спрединговой зоны и узкого океанского бассейна, разделившего чукотско-алаянскую окраину Лаврентии и лено-анабарскую окраину Сибири [Golonka et al., 2003]. В соответствии с нашими построениями и интерполяцией палеомагнитных данных для раннего палеозоя Карского террейна [Metelkin et al., 2005] предполагается, что Сибирская окраина в силура—девоне не имела общих границ с Лавруссией. Своеобразный залив Палеопацифики разделял эти континентальные блоки в течение всего позднего палеозоя. Наиболее близко друг к другу они находились в конце силура, когда на Чукотско-Аляскинской периферии могла эволюционировать активная континентальная окраина. В девоне эта окраина была преобразована в трансформную (см. рис. 9). Трансформный режим является преобладающим вдоль всех континентальных окраин Арктиды в среднепалеозойское время. Сдвиги обеспечили скольжение Сибирской и Карской систем континентальных плит вправо вдоль северо-западной (в древних координатах) окраины Лавруссии, что обеспечило дальнейшую трансформацию упомянутого залива в широкий, открытый в сторону Палеопацифики окраинно-континентальный морской бассейн, объединяющий Чукотско-Аляскинский, Свальбардский, Карский и Приверхоанский шельфы. Вдоль последнего мы предполагаем существование левосторонней сдвиговой системы, обеспечившей перемещение Новосибирского блока к своему современному положению.

Описанная кинематика хорошо согласуется с преобладающими тектоническими процессами в пределах других океанов и их окраин. В том числе девонский интервал связывается с режимом субдукции на Сибирской окраине Палеоазиатского океана [Сараев и др., 2012; Wilhem et al., 2012] и Балтийской окраине Уральского палеоокеана [Пучков, 2000]. Преобладающая субдукция способствовала отодвиганию Сибирского палеоконтинента и Арктических блоков его окраины от Чукотско-Аляскинской окраины Лаврентии.

Имеющиеся палеомагнитные данные для рубежа 380 млн лет позволяют предполагать контакт узкого участка юго-восточной окраины Лавруссии с амазонской окраиной Гондваны [Torsvik, Van der Voo, 2002]. Океанское пространство между Лаврентией и африканской окраиной Гондваны, известное

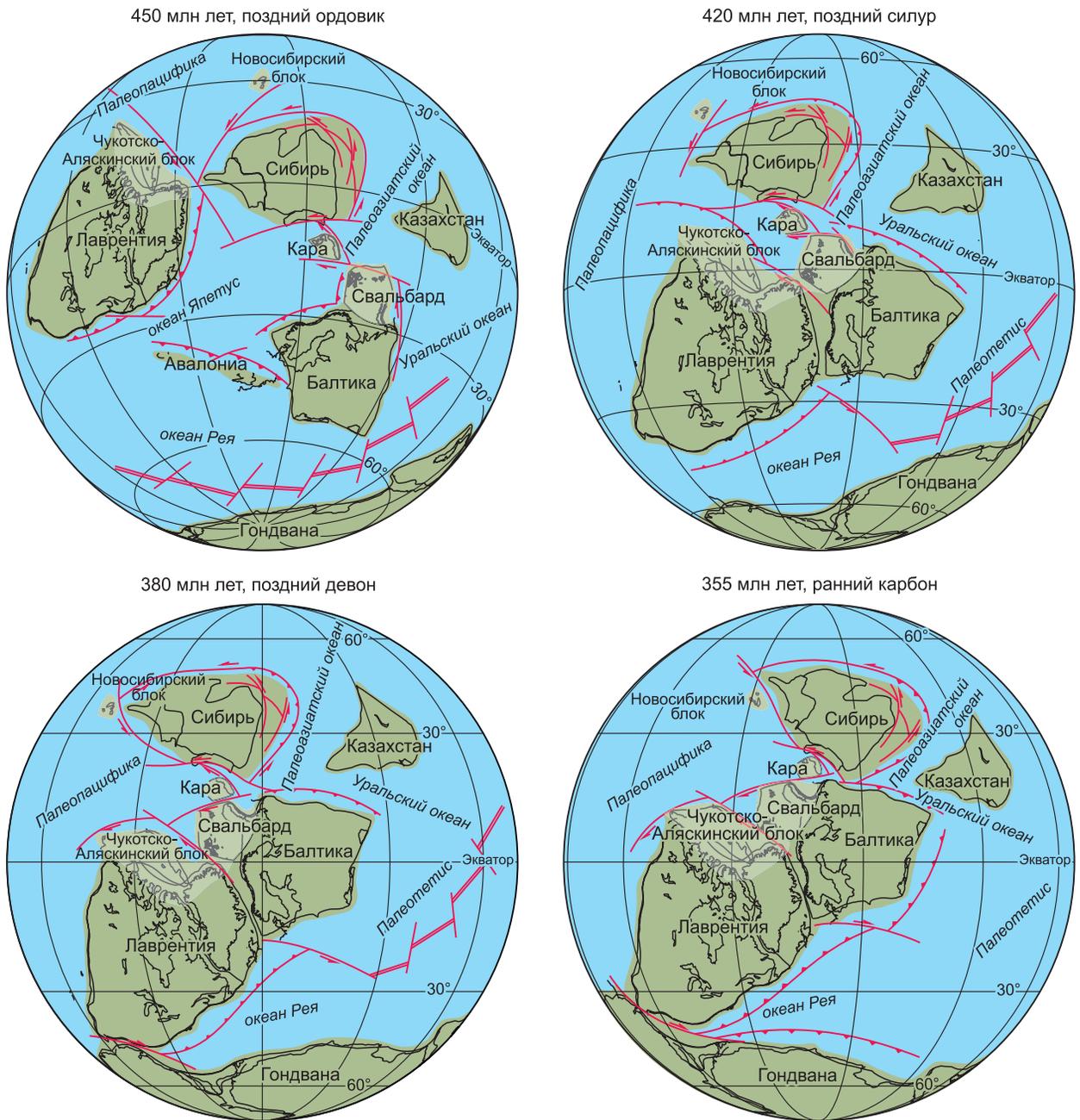


Рис. 9. Плитотектонические реконструкции, отражающие положение континентов и блоков Арктиды в среднем палеозое.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

как океан Рея [Murphy et al., 2006; Linnemann et al., 2008] активно закрывался, тогда как Палеотетис в это время мог расти. Таким образом, представленная кинематика предполагает сдвиговый режим развития на границе Лавруссии и Гондваны (рис. 9).

355 млн лет. Глобальный тектонический режим в начале карбона не претерпел существенных преобразований. Реконструируемые блоки Арктики и связанные с ними континенты переместились немного на север. Новосибирский террейн существенно приблизился к основной группе массивов Арктиды. Относительно спокойный тектонический режим характеризует весь этот шельф Палеопацифики, «раскрывающийся» за счет отодвигания Сибири. Вероятно, основной причиной такого сдвига является спрединг внутри Палеопацифики, обеспечивший движение океанских плит соответствующего направ-

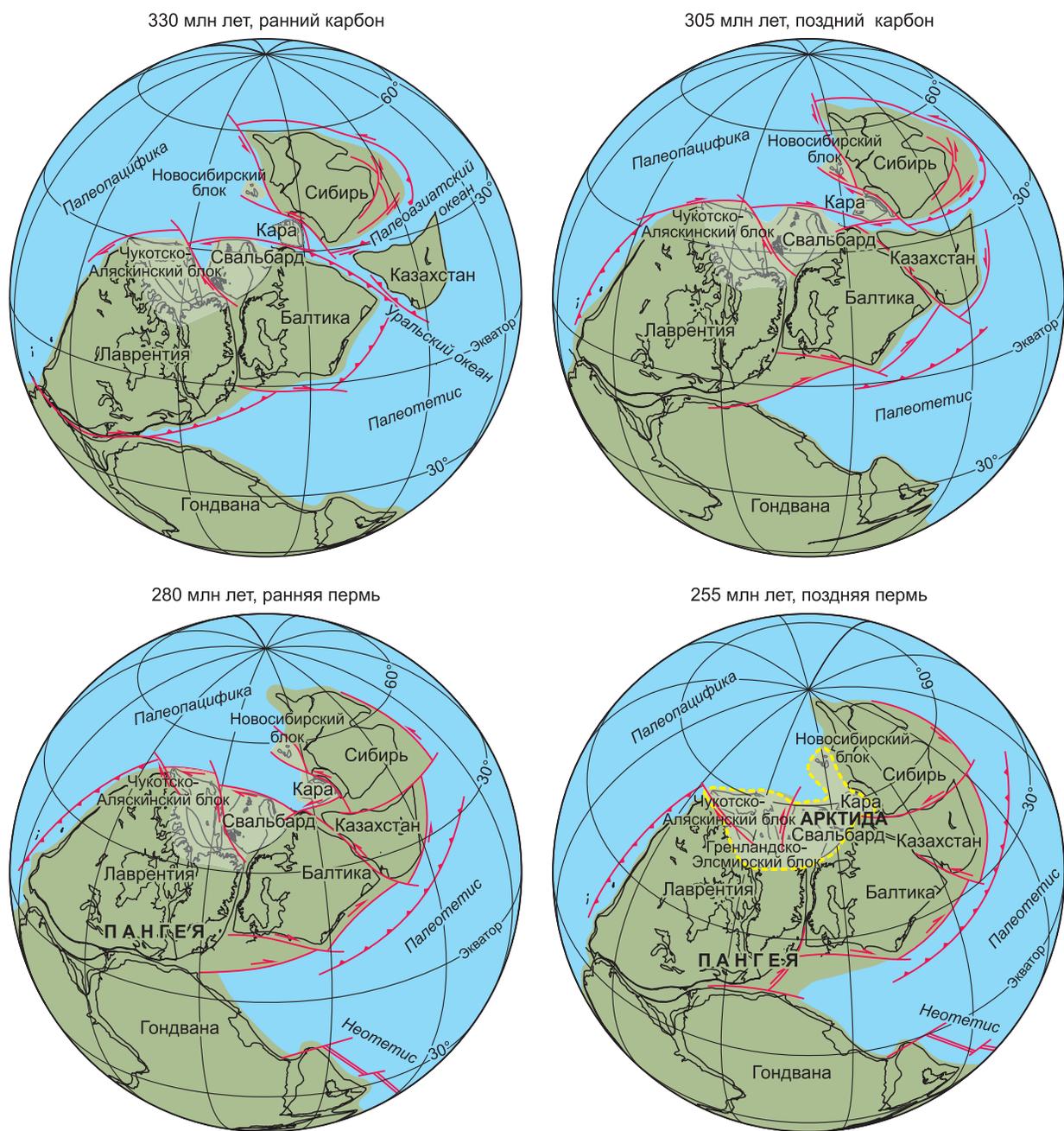


Рис. 10. Плитотектонические реконструкции, отражающие положение континентов и блоков Арктиды в позднем палеозое.

Усл. обозн. см. на рис. 8.

ления. Закрытие системы Палеоазиатского и Уральского океанов, находящихся на противоположной стороне Сибирского палеоконтинента, способствовало трансформному режиму развития указанного палеошельфа. Активные субдукционные процессы проявлены и в других палеоокеанах, разделявших блоки гондванской и лаврентийско-сибирской групп континентов. С этого времени отчетливо проявляется тенденция к амальгамации континентальных масс в единый суперконтинент (рис. 9).

330 млн лет. В течение каменноугольного периода все континенты продолжают перемещаться к северу, сближаясь между собой (рис. 10). Океан Рея практически закрыт уже в начале карбона [Murphy et al., 2006; Linnemann et al., 2008]. Активные субдукционные процессы продолжают на уральской окраине Балтики [Пучков, 2000; Filipova et al., 2001; Windley et al., 2007]. На другой окраине Уральского

океана возникла мощная зона субдукции, погружавшаяся под Казахстан и маркированная Валерьяновским вулканическим поясом [Filipova et al., 2001; Wilhem et al., 2012]. В результате двусторонней субдукции пространство Уральского океана быстро сокращалось, и ширина его, как предполагается, составляла не более 500 км. В режиме косой субдукции закрываются последние бассейны Палеоазиатского океана (Обь-Зайсанский океан) [Windley et al., 2007; Коробкин, Буслов, 2011]. Таким образом, активные процессы, связанные с закрытием палеоокеанов, охватили всю юго-восточную (в древних координатах) окраину континентальных масс Лаврентии, Балтики и Сибири. В то же время противоположный северо-западный шельф сохраняет относительно спокойный тектонический режим. Арктические блоки располагаются друг за другом вдоль ~ 30 с.ш. с запада на восток: Чукотско-Аляскинский, Свальбард, Карский и Новосибирский, испытывая, вероятно, незначительные сдвиговые перемещения относительно друг друга (см. рис. 10).

305 млн лет. Каменноугольно-пермскому времени истории Земли отвечает эпоха главнейших континентальных столкновений при формировании Пангеи [Зоненшайн и др., 1990; Golonka, Ford, 2000; Добрецов, 2003]. Коллизия отмечается на Урале, вместе с тем здесь отчетливо проявлена крупноамплитудная сдвиговая система [Пучков, 2000]. Предполагается, что сдвиги наиболее интенсивно деформировали покровно-складчатую структуру Уральского орогена в поздней перми—триасе, однако их заложение логично связывается с описанной нами ранее допозднепалеозойской кинематикой взаимодействующих континентальных масс Лавразии. Начало коллизионного этапа отмечается между Сибирью и Казахстаном [Wilhem et al., 2012], хотя на реконструкции показано наличие небольшого пространства между этими континентами с активной субдукционной зоной (см. рис. 10). Режим специфической коллизии характеризует таймырскую окраину Сибири [Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005]. Здесь коллизия «континент—микроконтинент» проходила в варианте мягкого взаимодействия сиалических масс в условиях косого столкновения при их проворачивании относительно друг друга. Ранние этапы этого коллизионного столкновения сопровождались скольжением сиалических масс вдоль трансформы, что не исключает присутствия фрагментов океанской коры между Сибирью и Карской микроплитой. Геологические данные указывают на то, что завершение коллизионных процессов произошло в позднем карбоне—перми с формированием Таймыро-Североземельского складчатого пояса [Погребницкий, 1971; Верниковский, 1996]. Это подтверждается изотопными датировками трех генераций гранитоидов — позднекарбоневой, ранне- и позднепермской, из которых последняя рассматривается как постколлизионная [Верниковский и др., 1995] и палеомагнитными данными [Metelkin et al., 2005]. Хорошо прогретая коллизионными процессами литосфера способствовала формированию на Таймыре уже в раннем триасе гранитоидов и сиенитов, которые связываются с проявлением Сибирского суперплюма [Верниковский и др., 2001; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Vernikovskiy et al., 2003].

280 млн лет. В ранней перми блоки Лавразии и Гондваны уже объединены в суперконтинент — Пангею (см. рис. 10). Тем не менее деформации, вызванные орогенными событиями внутри лавразийской части и связанные теперь в основном со сдвигами, продолжались. В соответствии с палеомагнитными данными, внутриплитные сдвиговые перемещения крупных и жестких тектонических единиц Евразийского континента (Сибирский и Восточно-Европейский кратоны) продолжались вплоть до конца мезозоя [Metelkin et al., 2010; Метелкин и др., 2012].

255 млн лет. К концу перми в результате преимущественно трансформного сближения Карско-Новосибирской и Чукотско-Свальбардской континентальных окраин закончилось объединение арктических массивов в структуру единого шельфа. Таким образом, рубеж перми—триаса можно назвать временем второго образования Арктиды, но уже в составе Пангеи. Арктические континентальные массы находились на северной окраине Пангеи в районе 60-й параллели, занимая умеренные и субполярные области Северного полушария (см. рис. 10).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный в статье анализ особенностей тектонического строения ключевых структур российской части Арктического региона и полученные авторами новые геолого-геофизические данные позволяют говорить о возможности геодинамических реконструкций как для отдельных континентальных блоков Арктического региона, так и для их ансамблей в виде палеоконтинентов или субконтинентов. Безусловно, некоторые выводы, сделанные авторами, требуют уточнения или подтверждения путем выполнения дополнительных исследований. К сожалению, в области тектонического строения Арктики и, тем более, в вопросах эволюции структур Арктического региона, остается еще много белых пятен. Однако появление новых геолого-геофизических данных, включая палеомагнитные, для каждой Арктической структуры позволяет лучше понять историю ее формирования, а также эволюцию Арктического региона в целом.

В статье развиваются идеи Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натапова о докембрийском палеоконтиненте Арктида. Докембрийский палеоконтинент входил в состав Родинии и располагался между Лаврентией, Сибирью и Балтикой около миллиарда лет назад. Процессы дезинтеграции Родинии привели к распаду Арктического палеоконтинента на самостоятельные микроконтиненты и террейны, к числу которых нужно отнести Карский, Свальбард, Новосибирский и др. Авторы, рассматривая эволюцию этих блоков в течение позднего докембрия и всего палеозоя, приходят к выводу, что дезинтегрированные в позднем докембрии блоки формируют позднепалеозойский субконтинент — Арктида-II, который вновь «сшивает» континентальные массы Лаврентии, Сибири и Балтики, но уже в составе Пангеи.

Дальнейшая мезокайнозойская тектоническая история структур Арктического сектора показана нами в [Лобковский и др., 2011; Лаверов и др., 2013; Кулаков и др., 2013]. Она связана с отколом чукотско-аляскинского фрагмента и Лаврентии в целом аккреционно-коллизийными событиями на Верхоянской окраине с образованием Верхояно-Чукотского складчато-покровного сооружения, рифтогенезом, приведшим к образованию Канадского, Евразийского и других арктических бассейнов, что в конечном итоге привело к становлению современной структуры Арктики.

Работа подготовлена в рамках проекта по Государственному контракту Роснедра—РАН «Построение плитотектонических реконструкций и модели напряженного состояния литосферы Арктического региона в связи с проблемой расширения внешней границы континентального шельфа РФ», при поддержке программы Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-1 и гранта РФФИ № 10-0500128.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П. Сейсмологические исследования НИИГА—ВНИИОкеангеология в Арктике (история, достижения, перспективы) // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, т. 82, № 2, с. 27—41.

Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН, 2012, 43 с.

Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника, 1996, № 4, с. 58—76.

Баренцевская шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л., Недра, 1988, 263 с.

Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника, 1998, № 2, с. 4—16.

Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. Суперконтинент Аркт-Европа и его значение для глобальных плитотектонических реконструкций // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М., ГЕОС, 2001, с. 93—96.

Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С. Новая Земля в структуре Обско-Баренцевского осадочного мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-АР // Разведка и охрана недр, 2005, № 1, с. 6—9.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 203 с.

Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизийных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 50—64.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Мельгунов М.С. Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 113—129.

Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д., Лобковский Л.И., Шпилов Э.В. Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // Материалы совещания по координации РАН по изучению Арктики и Антарктики. Архангельск, Екатеринбург, 2010, с. 41—58.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН, 2011, т. 436, № 5, с. 647—653.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013, т. 451, № 4.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с. + цв. карта, кн. 2, 981 с.

Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.А., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3D гравитационного моделирования // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 327—344.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М., Наука, 1987, с. 31—57.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.

Имаев В.С., Имаева Л.С., Козьмин Б.М., Макки К., Фуджита К. Сейсмотектонические процессы на границе литосферных плит северо-востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 2, с. 3—17.

Кабаньков В.Я., Рогозов Ю.Г., Макарьев А.А. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений острова Большевик (архипелаг Северная Земля) // Геология архипелага Северная Земля. Л., Севморгео, 1982, с. 5—22.

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб., 2005, т. 209, 225 с. (Труды ВНИИОкеангеология).

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб., Недра, 1992, 196 с.

Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб., 2010, т. 215, 174 с. (Труды ВНИИОкеангеология).

Косько М.К. Складчатый фундамент шельфовых осадочных бассейнов // Тектоника Арктики. Л., НИИГА, 1977, с. 55—85.

Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозониды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032—2055.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // ДАН, 2008, т. 423, № 6, с. 774—779.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар, Геопринт, 2005, 100 с.

Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на острове Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 216—228.

Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 830—851.

Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1108—1125.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, № 1, с. 1—32.

Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое—кайнозое и проблемы внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика, 2011, № 1, с. 104—115.

Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А., Джи Д., Торсвик Т. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1816—1820.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1:2 500 000 / В.И. Богацкий, Н.А. Богданов, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенин, С.Ф. Соболев, Э.В. Шипилов, В.Е. Хаин. М., Институт литосферы РАН, 1996, с. 94.

Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б 1:2 500 000 / Н.А. Богданов, В.Е. Хаин, О.М. Розен, Э.В. Шипилов, В.А. Верниковский, С.С. Драчев, С.Л. Костюченко, А.Б. Кузьмичев, С.Б. Секретов. М., Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998, 127 с.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971, 284 с.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Павлов С.П. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1662—1680.

Проскурнин В.Ф. Новая вулканогенно-плутоническая ассоциация Северной Земли и особенности ее металлоносности // Недра Таймыра. Норильск, 1995, Вып. 1, с. 93—100.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 28—39.

Рекант П.В., Гусев Е.А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптево-морской части хр. Ломоносова и прилегающих частей глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1497—1512.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сенников Н.В. Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1285—1303.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анжуйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН, 2001, т. 376, № 1, с. 80—84.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Анжуйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М., Paulsen, 2010, с. 204—227.

Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., ИСЛАН, ПКО «Картография». 1996.

Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998, 127 с.

Тектоническая карта Восточной Арктики. М-б 1:2 500 000 / Под ред. В.Е. Хаина, Н.И. Филатовой, И.Д. Поляковой, В.Д. Чеховича. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011.

Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника, 1991, № 6, с. 76—93.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника, 2007, № 3, с. 3—29.

Шатский Н.С. Избранные труды. Т. I—IV. М., Наука, с. 1963—1965.

Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника, 2008, № 2, с. 32—54.

Шипилов Э.В., Сенин Б.В. Глубинная структура дна Баренцева моря // Геотектоника, 1988, № 76, с. 96—100.

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.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 279 с.

Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 443—460.

Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1261—1272.

Alvey A., Gaina C., Kuszniir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 274, p. 310—321.

- Cawood P.A., Pisarevsky S.A.** Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic? // *J. Geol. Soc. London*, 2006, v. 163, p. 753—759.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review // *J. Geol. Soc. London*, 2002, v. 159, p. 631—644.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // *Earth Sci. Rev.*, 2007, v. 82, p. 29—74.
- Churkin M., Trexler J.H.** Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic // *The Arctic ocean. The ocean basins and margins*. N.Y.; L., Plenum Press, 1981, v. 5, p. 1—20.
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geological manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771—787.
- Drachev S.S.** Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc., London, 2011, *Memoirs*, 35, p. 369—394.
- 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.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.** Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview. *Petroleum Geology Conference series* // *Geol. Soc., London*, 2010, v. 7, p. 591—619.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.** Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Russ. J. Earth Sci.*, 2001, v. 3 (6), p. 405—426.
- Forsyth D.A., Mair J.A.** Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basins near the North Pole // *J. Geoph. Res.*, 1984, v. 89, p. 473—481.
- Gaina C., Saltus R., Aaro S., Damaske D., Ebbing J., Forsberg R., Glebovsky V., Johnson K., Jonberger J., Koren T., Korhonen J., Litvinova T., Oakey G., Olesen O., Pilkington M., Rasmussen T., Saltus R., Schreckenberger B., Smelror M., Harrison C., St-Onge M., Tella S., Paul D., Lynds T., Petrov O., Strelnikov S., Shokalsky S., Lopatin B., Wilson F., Hults C., Bergman S., Solli A., Jepsen H.F.** Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic Anomaly map Linked to the Geology of the Arctic. Scale 1:5 000 000. Stereographic North Pole projection. Standard parallel 70°N coordinate system WGS 1984, 2010.
- Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S.** Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // *ARCTIC PETROLEUM GEOLOGY Book Series: Geological Society Memoirs Volume: 35 DOI: 10.1144/M35.3 Published: 2011*.
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.** The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continent Laurentia, Baltica and Siberia // *Geol. Soc., London, Memoirs*, 2006, v. 32, p. 507—520.
- Golonka J., Ford D.** Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, v. 161 (1—2), p. 1—34.
- Golonka J., Bocharova N.Y., Ford D., Edrich M.E., Bednarczyk J., Wildharber J.** Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic // *Marine Petrol. Geol.*, 2003, v. 20 (3—4), p. 211—248. doi:10.1016/S0264-8172(03)00043-6.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D., Gray L.B., Haga H., Mamet B.L., McIntyre D.J., McNeil D.H., Mickey M.B., Mullen M.W., Murchey B.I., Ross C.A., Stevens C.H., Silberling N.J., Wall J.H., Willard D.A.** Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1998, v. 110, p. 801—820.
- Grantz A., Pease V.L., Willard D.A., Phillips R.L., Clark D.L.** Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf bedrock // *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 2001, 113, p. 1272—1281.
- Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E.** Map showing the sedimentary successions of the region (58°—64° to 90° N) that be prospective for hydrocarbons // *GIS-UDRIL's Open Files*, 2009.
- Jackson G.P., Johnson G.L.** Structure and history of the Amerasian Basin // *Geol. the Arctic*. 1984, p. 105—118 (*Proc. 27 I.G.C.; Coll.04*).
- Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I.** Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt. *Ophioliti* 1997, v. 22 (2), p. 195—200.
- Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W.** Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses* / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Boulder, USA, *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, v. 360, 2002, p. 1—24.
- Kuzmichev A.B.** Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*, 2009, v. 463, p. 86—108.

- Kuzmichev A.B., Pease V.L.** Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // *J. Geol. Soc., London*, 2007, v. 164, p. 959—968.
- Langinen A.E., Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Zamansky Yu.Ya.** Correlations between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // *Tectonophysics*, 2009, v. 472, p. 309—322.
- Lawver L.A., Ganagan L.M., Norton I.** Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic // *Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc., London, Memoirs*. 2011, v. 35, p. 61—77.
- Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y.** Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.* 2006, v. 165, p. 527—544.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., Waele B.De., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lul S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.
- Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A.** The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs) // *Tectonophysics*, 2008, v. 461, p. 21—43.
- Lorenz H., Männik P., Gee D.G., Proskurnin V.** Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 2008, v. 97, p. 519—547.
- McElhinny M.W., MacFadden P.L.** Paleomagnetism: continents and oceans. San Diego, Academic Press, CA, 2000, 386 p.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.** Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398, p. 225—243.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.** Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18 (2—3), p. 400—419.
- Miller E.L., Verzhbitsky V.E.** Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. EGU Stephan Mueller Publication Series*. 2009, v. 4, p. 223—241.
- Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J.** Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? // *Geology*, 2006, v. 34, p. 325—328.
- Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.** Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*, 1999, v. 18, p. 977—1003.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V.** Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*, 1996, v. 268, p. 23—63.
- Oxman V.S.** Tectonic evolution of the Mesozoic Verkhoyansk-Kolyma belt (NE Asia) // *Tectonophysics*, 2003, v. 365, p. 45—76.
- Pease V., Gee D.G., Vernikovskiy V., Vernikovskaya A.E., Kireev S.** Geochronological evidence for Late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in Central Taimyr, Northern Siberia // *Terra Nova*, 2001, v. 13, p. 270—280.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precambrian Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.
- Scotese C.R.** Paleogeographic Atlas / PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, TX, 1997, 45 p.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.** The Neoproterozoic and Paleozoic paleomagnetic data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Sci. Rev.*, 1998, v. 43, p. 1—24.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R.** South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. EGU Stephan Mueller Publication Series*. 2009, v. 4, p. 201—221.
- Stein S., Sella F.** Plate boundary zones: concept and approaches // *Plate boundary zones. Geodynamics Series 30, AGU, Washington, D.C.* 2002, p. 1—26.

Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic — a tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.*, 1996, v. 40, p. 229—258.

Torsvik T.H., Van der Voo R. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 151 (3), p. 771—794.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Norway in space and time: a Centennial cavalcade // *Norwegian J. Geol.*, 2005, v. 85, p. 73—86.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precamb. Res.*, 2001, v. 110, p. 127—141.

Vernikovsky V.A., Pease V., Vernikovskaya A.E., Romanov A., Gee D.G., Travin A. First report of early Triassic *A*-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, 2003, v. 66 (1—2), p. 23—36.

Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altai of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 113, p. 303—341.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc., London*, 2007, v. 164, p. 31—47.

Wingate M.T.D., Giddings J.W. Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma // *Prec. Res.*, 2000, v. 100, p. 335—357.

*Поступила в редакцию
13 марта 2013 г.*