

## СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СВАЛЬБАРДСКОЙ И КАРСКОЙ ПЛИТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Э.В. Шипилов<sup>1</sup>, В.А. Верниковский<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, 183010, Мурманск, ул. Владимирская, 17, Россия

<sup>2</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

По результатам интерпретации комплекса морских геолого-геофизических данных и анализа геологии сухопутного и островного обрамления приводится характеристика строения и реконструированы тектоногеодинамические обстановки становления северной периферии Баренцево-Карской окраинно-континентальной платформы, сформировавшейся преимущественно к концу палеозоя. В контексте излагаемых представлений дана трактовка новой модели происхождения трога Святой Анны как пограничного элемента между Свальбардской и Карской плитами. В этой связи акцентируется внимание на сложном тектоническом узле, расшифровка строения которого позволяет пролить свет не только на проблему происхождения трога, но и на вопросы эволюции тектоногеодинамических взаимоотношений континентальных кратонов и микроплит Арктики. Показано, что троговые разновозрастные структуры, включая северо-восточный сегмент Восточно-Баренцевского трога и трог Святой Анны, представляют в плане не что иное, как область их тройного(?) или Т-образного сочленения. Показана эволюция формирования троговой системы с рубежа среднего палеозоя. В поздней перми—триасе трог Св. Анны объединяется с Восточно-Баренцевской троговой системой и становится ее новым надстраиваемым к северу звеном.

*Баренцево-Карская арктическая континентальная окраина, Свальбардская и Карская плиты, геодинамика, рифтогенные структуры, осадочные бассейны, морская геофизика, палеорекострукции.*

### THE SVALBARD–KARA PLATES JUNCTION: STRUCTURE AND GEODYNAMIC HISTORY

E.V. Shipilov and V.A. Vernikovsky

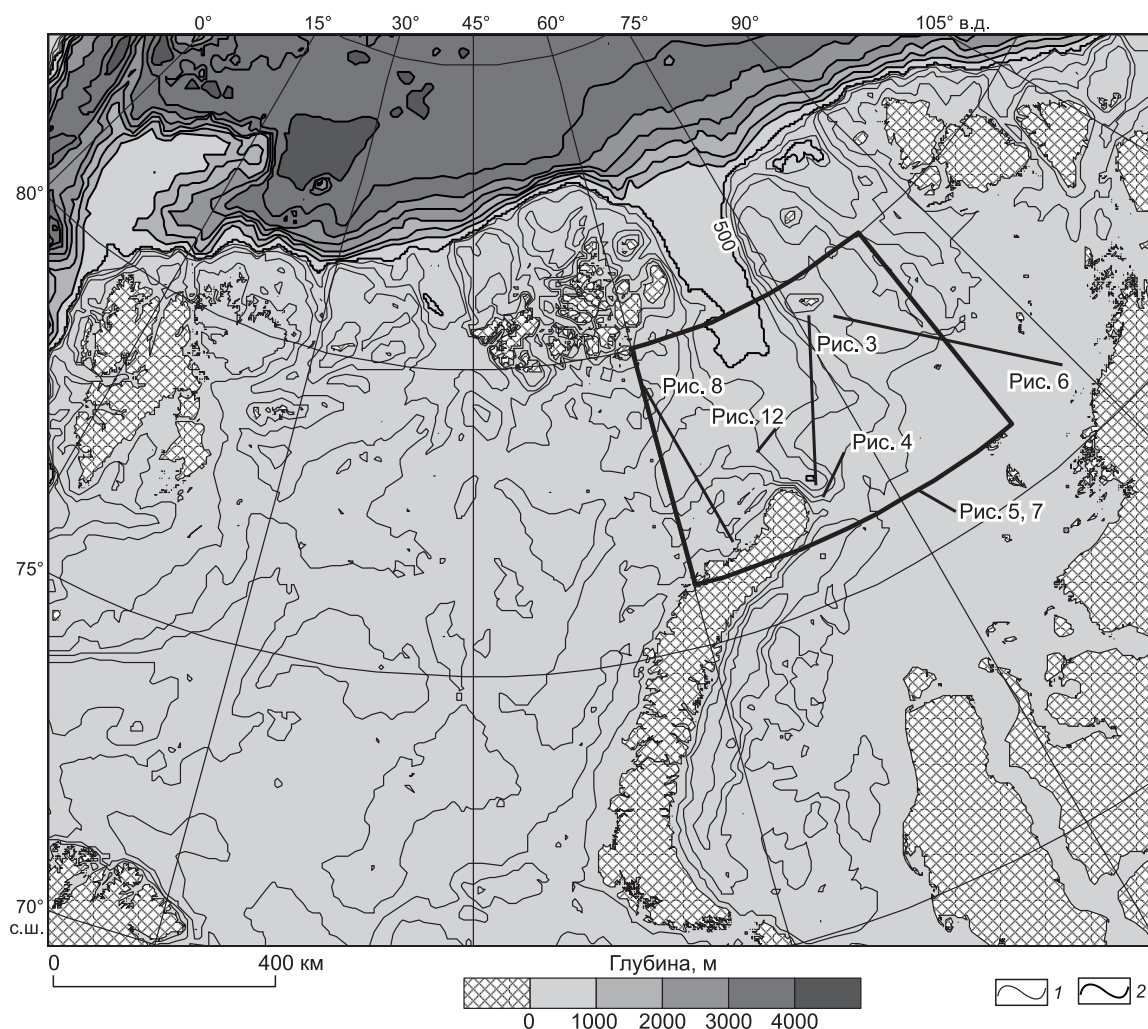
The structure and geodynamic history of the northern Barents-Kara continental margin, which had formed mostly by the latest Paleozoic, have been investigated using offshore geological and geophysical data and geological evidence from adjacent landmasses. In the context of the suggested model, the Saint Anna trough is interpreted as a boundary tectonic element between the Svalbard and Kara plates. Thus, the study focuses on a complex tectonic node with its structure having implications for the trough origin, as well as for the history of geodynamic relations among Arctic cratons and microplates. Trough structures of different ages in the area, including the northeastern East Barents trough and the St. Anna trough, appear to be a zone of triple or T-shaped junction. The reported reconstruction of the trough system history since the Middle Paleozoic shows that the St. Anna trough joined the East-Barents system in the Late Permian-Triassic to become its new segment extending the system to the north.

*Geodynamics, rifts, sedimentary basins, marine geophysics, paleoreconstructions, Barents–Kara Arctic continental margin, Svalbard and Kara plates*

### ВВЕДЕНИЕ

Северная часть Баренцево-Карской континентальной окраины представляет собой пояс окраинно-шельфовых поднятий, в сводах которых располагаются острова архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля, разделенные отчетливо выраженными в рельефе дна глубокими врезами, в тектоническом отношении отвечающими грабен-желобам (или трогам) Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина (рис. 1, 2). С запада и севера элементы платформы срезаются флексурно-сбросовыми поясами континентальных склонов соответственно Норвежско-Гренландского и Евразийского океанских бассейнов. Блоки фундамента окраинно-континентальной платформы разобщены многочисленными рифтогенными прогибами полициклического развития [Шипилов, Сенин, 1988; Осадочный чехол..., 1993; Аплоннов и др., 1996; Шипилов, Тарасов, 1998; Верба и др., 2005], среди них крупнейшим является Восточно-Баренцевский.

Особая роль в структуре российского арктического шельфа принадлежит трогам Св. Анны, отделяющей Свальбардскую плиту от Карской [Шипилов, Матишов, 2006]. В географическом отношении желоб Св. Анны располагается к востоку от архипелага Земля Франца-Иосифа и служит границей Баренце-

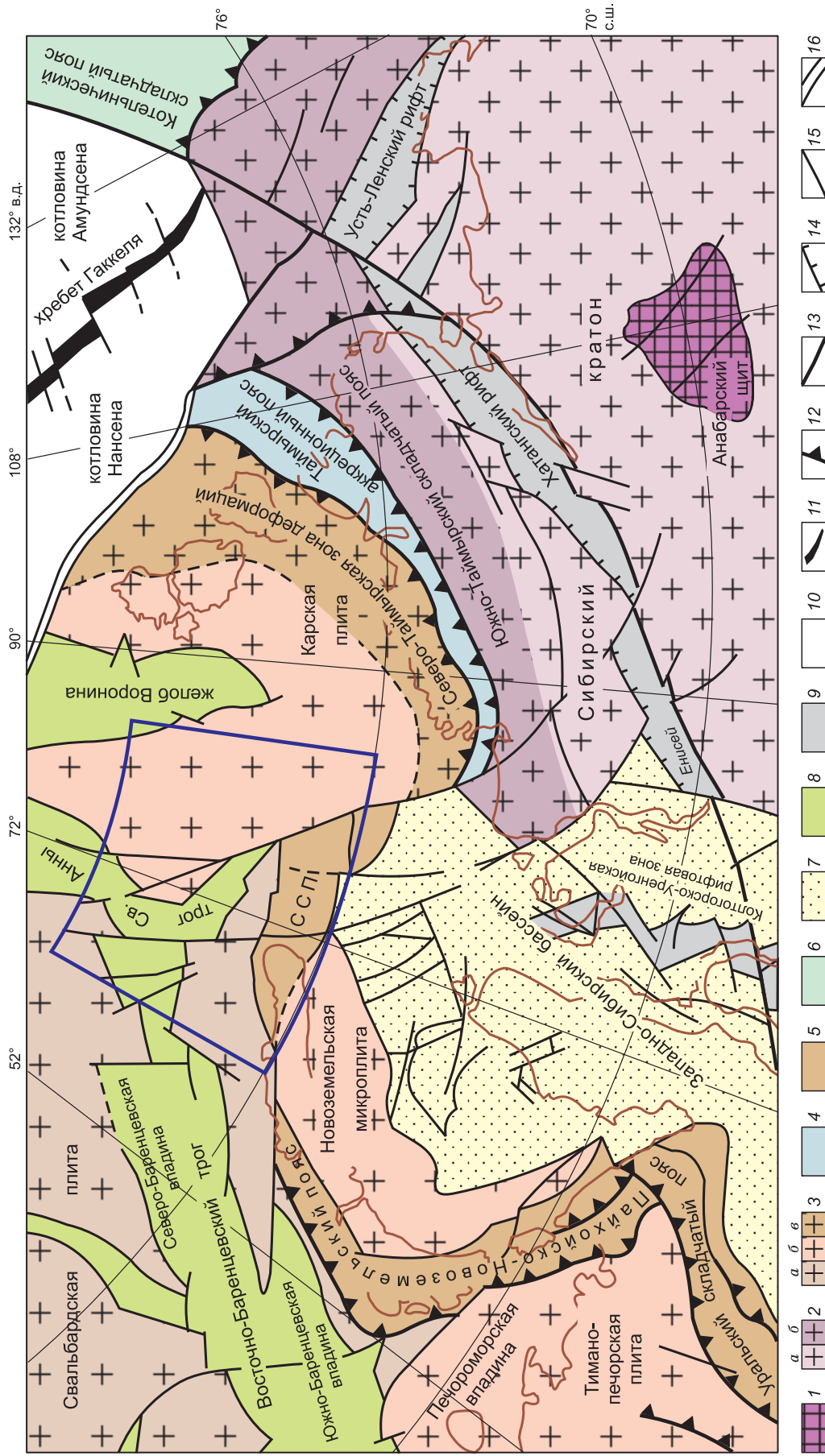


**Рис. 1. Обзорная батиметрическая схема Баренцево-Карской континентальной окраины, положение района исследований (трапеция) и линий разрезов.**

1, 2 — изобаты, проведенные через: 1 — 100 м (до 500-метровой изобаты, выделенной утолщением); 2 — через 500 м.

ва и Карского морей. В рельефе дна он представляет собой меридиональную грабенообразную депрессию, простирающуюся от северной оконечности Новой Земли до континентального склона котловины Нансена Евразийского океанического бассейна почти на 600 км (см. рис. 1, 2). При этом глубины его дна изменяются от 300 до 600 м при ширине трога 100—150 км. Это один из самых крупных окраинно-континентальных желобов в Арктике, по своим масштабам сопоставимый с Медвежинским желобом на западе Баренцева моря. В основании последнего лежит крупный и глубокий грабенообразный прогиб, выполненный частично толщами палеозоя, но преимущественно мезозоя—кайнозоя общей мощностью 8—12 км. Авторами уже отмечалось, что, как правило, под такими грабенами баренцевоморской окраины (включая Тромсе, Хаммерфест, Нордкапский, Южно-Баренцевский и др.) наблюдаются повышенные, относительно фоновых, значения теплового потока [Шипилов, Тарасов, 1998]. Геофизические данные свидетельствуют о том, что и под желобом Св. Анны также залегает осадочный бассейн, сложенный палеозойско-мезозойскими комплексами (но без участия кайнозоя) суммарная мощность которых превышает 12 км (рис. 3). Максимальная скорость осадконакопления в трого была в конце перми—триасе (260—210 млн лет назад).

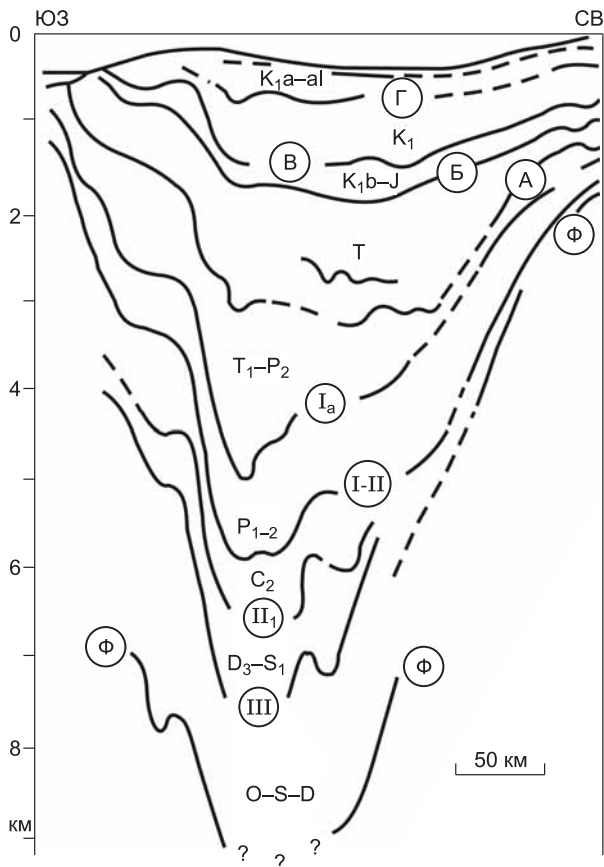
Интерес исследователей к этой структуре окраины имеет давнюю историю, а ее генезис рассматривается с противоположных точек зрения. Одна из них трактует происхождение желоба (впрочем как и других подобных морфоструктур баренцево-карской окраины), отдавая предпочтение исключительно экзогенным факторам и, в частности, выпахивающей (экзарационной) деятельности ледников. Другие базируются на тектонических позициях, рассматривая происхождение желоба Св. Анны: а) как глубоко унаследованное чуть ли не с протерозоя [Качурина и др., 2002]; б) в связи с формированием Западно-



**Рис. 2. Обзорная схема тектоники Баренцево-Карского региона и сопредельных областей, по [Объяснительная записка..., 1996; 1998] с изменениями и дополнениями.**

Трапция — район исследований (см. рис. 1), ССП — Северо-Сибирский порог.

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 позднекембрийским фундаментом, в — подвергшиеся герцинским тектоническим деформациям; 4 — неопротерозойский Таймырский аккреционный пояс; 5 — герцинские и раннекембрийские складчатые пояса и зоны тектонических деформаций; 6 — складчатые пояса мезозойского типа; 7 — чехол молодых плит; 8 — трогой с корой субокеанского типа; 9 — континентальные мезозойские рифты; 10 — области океанской коры; 11 — срединно-океанская рифтовая зона; 12 — крупнейшие надвиги; 13 — крупнейшие сдвиги и трансформные разломы; 14 — сбросы; 15 — сбросы и сдвиги; 16 — область континентального склона.



**Рис. 3. Схематический сейсмогеологический разрез по профилю 85447 через юго-восточную часть трога Св. Анны (положение см. на рис. 1).**

В кружках — Г, В, Б, А, I<sub>a</sub>, I—II, II<sub>1</sub>, III — индексы основных отражающих сейсмических горизонтов, разделяющих сейсмостратиграфические комплексы (возраст указан). Ф — гетерогенный фундамент.

Сибирской рифтовой системы [Сурков и др., 1997; Верба и др., 2005]; в) в единой системе Восточно-Баренцевского трога с трансформированной континентальной или субокеанской корой [Баренцевская..., 1988; Объяснительная записка..., 1996, 1998]; г) как структуры, развитие которой обусловлено эволюцией Евразийского океанского бассейна и, в частности, с воздействием на континентальную окраину одной из трансформ срединно-океанского хр. Гаккеля [Объяснительная записка..., 1998]. Однако ни одна из этих позиций не удовлетворяет совокупности накопленных данных и в лучшем случае отражает лишь один из эпизодов сложной истории становления структуры трога. К тому же строение и развитие этой северной периферии баренцево-карской континентальной окраины весьма слабо освещено в публикациях, а существующие представления о тектонике рассматриваемой области до сих пор остаются схематичными и поверхностными.

В работе акцентируется внимание на сложном тектоническом узле (см. рис. 2), расшифровка его строения позволяет пролить свет не только на проблему происхождения желоба Св. Анны, но и на вопросы эволюции тектонических соотношений континентальных платформ и микролит Арктики. Их тектоническое совмещение привело в конце палеозоя—начале мезозоя к аккреционной «сборке» литосферы нового суперконтинента Пангея [Хаин, 2001; Torsvik, 2003; Лобковский и др., 2004; Шипилов, 2004], в том числе и баренцево-карской его части. Последняя претерпела в дальнейшем деструктивные трансформации в эпохи последовавшего распада суперконтинента и молодого океанообразования в Арктике [Шипилов, 2004, 2008]. На основе интерпретации комплекса морских геолого-геофизических материалов с привлечением результатов палеомагнитных исследований и изотопных датировок пород по прилегающей суше и островам [Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003; 2004; Metelkin et al., 2005] рассмотрены обстановки и новые модели становления структуры северной периферии баренцево-карской континентальной окраины в контексте тектонической позиции и эволюции формирования зоны сочленения Свальбардской и Карской плит.

### ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ

Основные черты геологического строения и тектоники региона, учитывая все еще слабую степень геолого-геофизической изученности этой части центрально-арктической окраины Евразии, базируются на результатах изучения авторами разрезов континентального обрамления и островной суши, послуживших основой для интерпретационного анализа немногочисленных данных НСАП (непрерывное сейсмоакустическое профилирование), МОВ ОГТ (метод отраженных волн общей глубинной точки), КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) в совокупности с материалами площадных гравиметрических съемок. В этой связи авторами выполнены в различные годы погоризонтные структурные и тектонические построения по наиболее представительным поверхностям раздела осадочного чехла — подошве недислоцированных отложений, ассоциируемой с фундаментом, горизонту I<sub>a</sub> (раздел между карбонатно-терригенными и терригенными отложениями в верхнем палеозое), кровле юрско-нижеберриасских образований и другим, которые дают основание судить о характерных структурно-тектонических чертах рассматриваемой области. Особенности поведения структурных планов этих поверхностей изложены, с той или иной степенью детальности, в ряде работ [Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов, 2003; 2004]. Указанные построения послужили в качестве основы при составлении изданных тектонических карт Баренцева,

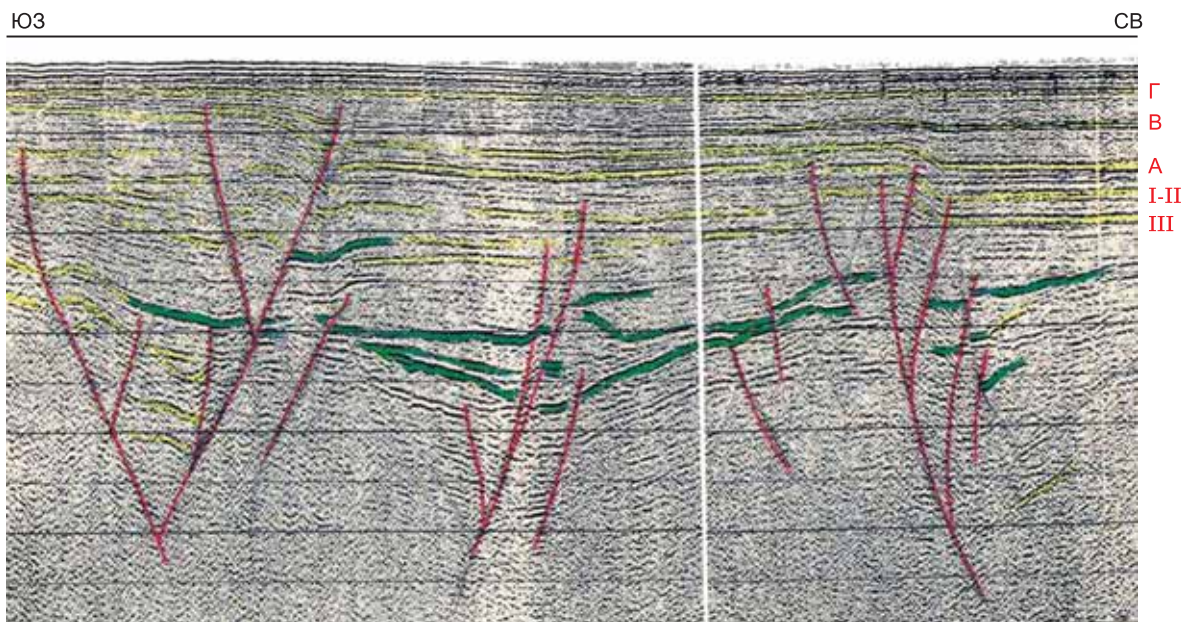
Карского и Лаптевых морей и объяснительных записок к ним [Объяснительная записка..., 1996; 1998; Тектоническая карта..., 1998]. В дальнейшем, в свою очередь, отмеченные материалы и карты, естественно с некоторой модернизацией и дополнениями, были использованы в качестве базовых моделей при подготовке государственных геологических карт РФ м-ба 1:1 000 000 новой серии к акваториальным листам: S-38-40 — Маточкин Шар (1999); S-(36), 37 — Баренцево море (2000); R-38-40 — о. Колгуев (2003); S-41-43 — о. Белый (2004); T-37-40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова) (2004); T-41-44 — м. Желания (2006) [Государственная..., 2004; 2006; и др.]. Кроме того, были составлены карты структурно-тектонического районирования Баренцево-Карского региона [Осадочный чехол..., 1993; Шкабуро, Шипилов, 2007].

По результатам изучения и анализа имеющегося геолого-геофизического материала авторами была подготовлена серия текстов по тектонике и истории развития регионов в объяснительные записки к указанным картам. Синтез всех этих данных и был положен в основу подготовки данной работы.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ

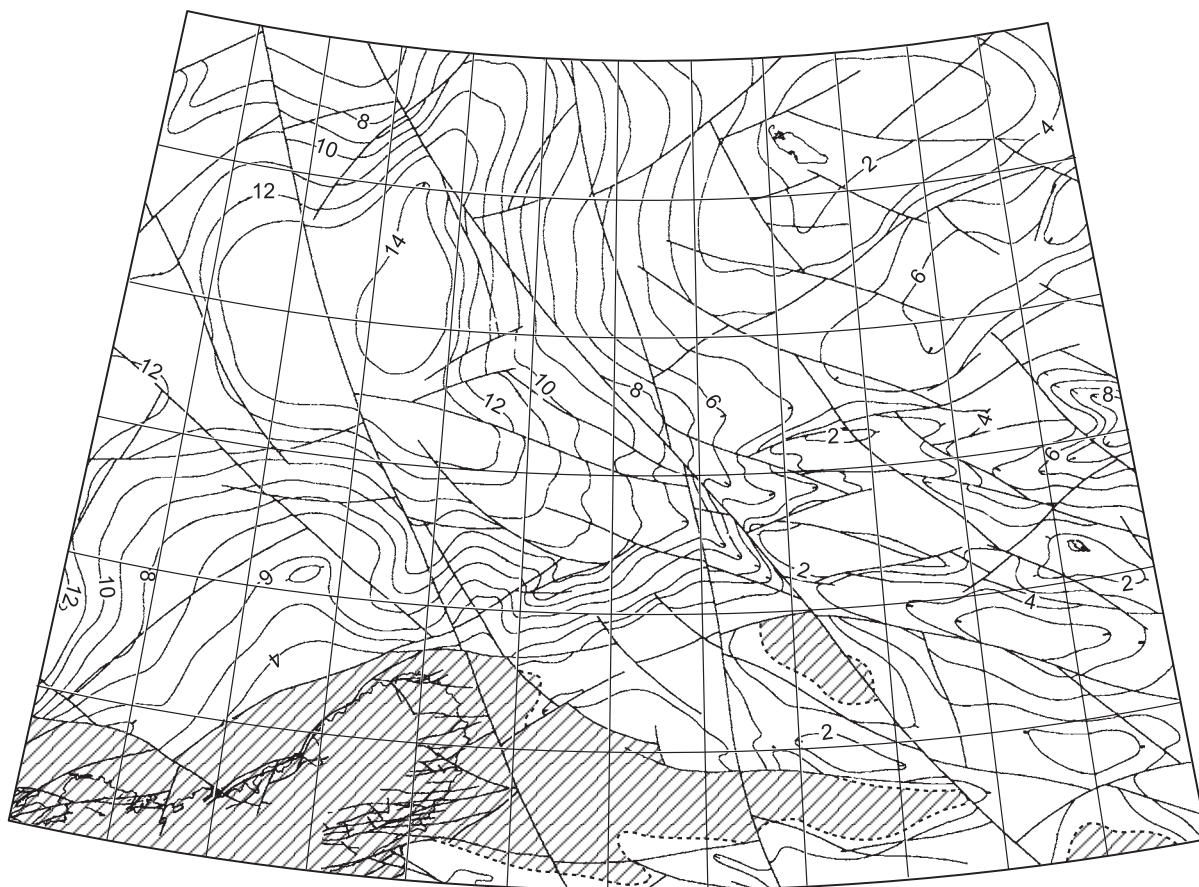
**Свальбардская плита** по существующим представлениям (см. рис. 2) занимает практически всю территорию баренцевоморской окраины [Объяснительная записка..., 1996, 1998]. Ее геологическое строение и возраст фундамента устанавливается по разрезам Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли. Согласно имеющимся данным, фундамент плиты представлен гренвильскими комплексами, которые выступают на поверхность на востоке архипелага Шпицберген (на о-ве Северо-Восточная Земля), а также на Новой Земле [Кораго и др., 1992; Кораго, Тимофеева, 2005]. На крайнем западе и юго-западе, в непосредственной близости к складчатым поясам Шпицбергена и Северной Скандинавии, переработка фундамента связана с каледонскими движениями. Кроме того, имеются сведения о том, что фундамент региона Земли Франца-Иосифа (так же как и Шпицбергена) был подвергнут тектонотермальной переработке (метаморфизму?) 420 млн лет назад [Баренцевская..., 1988], связанной с возникновением на севере Свальбардской плиты девонского орогена.

Массив Земли Франца-Иосифа в глубинной структуре разделен на два крупных сегмента, у каждого из них достаточно непростой архитектурный облик, обусловленный блоково-ступенчатой структурой фундамента. Судя по морфологии последнего, блоки имеют тенденцию погружения в направлении с запада на восток [Шипилов, 2004]. Вместе с тем особенности залегания триасово-нижнеюрских отложений отражают картину обратного (с востока на запад) погружения по вышележащим юрско-меловым горизонтам осадочных образований. Таким образом, наблюдается инверсия или субширотная асимметрия в развитии докайнозойской структуры архипелага.



**Рис. 4.** Фрагмент сейсмического разреза по профилю 89451 (положение см. на рис. 1), иллюстрирующий строение осадочного чехла юго-восточного фланга бассейна Св. Анны и проявление базальтоидного магматизма в виде силлов (показано зеленым).

Усл. обозн. см. на рис. 3.



**Рис. 5.** Схема изогипс (км) рельефа подошвы осадочного чехла трога Св. Анны и прилегающих районов Свальбардской и Карской плит (положение трапеции см. на рис. 1, 2).

Заштрихованы участки палеозойских складчатых комплексов архипелага Новая Земля и Северо-Сибирского порога.

Западная часть массива Земли Франца-Иосифа представляет собой приподнятый относительно других докембрийский блок, на нем, по данным бурения, залегают вендские, каменноугольные, триасовые и юрские отложения [Баренцевская..., 1988; Шипилов, Тарасов, 1998]. Восточная часть массива отделена от западной системами разломов, вдоль которых образовались узкие щелевидные грабены, и является глубокопогруженным блоком, перекрытым палеозойско-триасовым чехлом мощностью свыше 3.5 км. Если судить по обнажениям на о. Виктория, то здесь получили развитие толщи визейских известняков, залегающих практически горизонтально. В триасовых отложениях выделяются алевролиты, глинистые известняки карнийского яруса и континентальные песчаники, алевролиты норийского возраста. Исследователи отмечают изолированность разрезов триаса Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена, между ними, вероятно, располагалась субаэральная область. Мезозойские слои слабодислоцированы и повсеместно залегают почти горизонтально. Только в зонах диагональных разрывных нарушений, охватывающих рассматриваемую область в виде сетки, встречаются складкообразные формы, углы наклона крыльев которых достигают 20°.

С запада и востока массив Земли Франца-Иосифа ограничивается грабенообразными трогами Франц-Виктория и Св. Анны. В первом — осадочный чехол достигает 5—7 км и содержит отложения от палеозоя до кайнозоя включительно. Во втором — палеозойско-мезозойские комплексы суммарно составляют свыше 9—12 км (см. рис. 3). В обоих грабенах в разрезе осадочного чехла присутствуют магматические тела (силлы и дайки) основного состава (рис. 4). В Восточно-Баренцевском мегапрогибе (троге) силлы прослеживаются далеко на юг [Шипилов, Моссур, 1990а,б; Шипилов, 2004], а с одним из устойчивых отражающих сейсмических горизонтов в меловом комплексе (альб?) связывается присутствие прослоев туфогенных образований [Государственная..., 2004].

Широкое развитие пластовых тел [урско-меловых базитов в песчаниках и алевролитах обусловило формирование бронированных поверхностей на островах, перекрываемых либо маломощными поздне-

четвертичными отложениями, либо ледниками. Характеризуя общую асимметрию движений блоков Земли Франца-Иосифа, следует отметить большую тектоническую напряженность поднятий вдоль южного и юго-восточного краев структуры, обращенных соответственно к Северо-Баренцевской впадине (Восточно-Баренцевской троговой системе) и трогу Св. Анны. Повышенная геодинамическая активность последнего района фиксируется отмеченными здесь слабыми землетрясениями.

**Карская плита.** Область Карского моря в тектоническом отношении представлена в основном двумя примерно равными по площади, но различными по возрасту консолидации фундамента плитами: Карской с добайкальскими комплексами основания и акваториальным продолжением эпипалеозойского Западно-Сибирского бассейна [Объяснительная записка..., 1998]. Они разделены контрастно выраженным в рельефе поверхности фундамента субширотным блоковым поднятием — Северо-Сибирским порогом (см. рис. 2, 5).

В пределах Карской плиты поверхность фундамента характеризуется сложным и расчлененным рельефом. Максимальные отметки наиболее погруженных зон фундамента достигают значений 12—14 км как в трог Св. Анны, так и в других впадинах Карской плиты, а минимальные — 1—2 км (см. рис. 5). 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.

Основные элементы структуры Карской плиты ориентированы в соответствии с простирающимися коллизионными поясами и крупнейшими правосторонними разломно-сдвиговыми зонами ее дугообразного ограничения. На западе продолжения структурных элементов плиты отчетливо обрезаются меридионально наложенным трогом Св. Анны. На юго-восток от желоба трассируются правосторонние сдвиги, оконтуривающие Карскую плиту с юга.

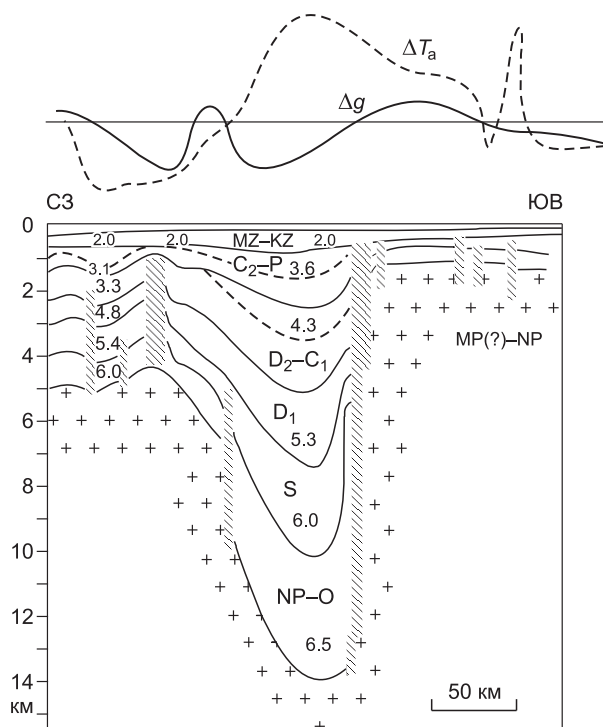
Докембрийские комплексы, которыми сложено основание Карской плиты, подняты над уровнем моря на архипелаге Северная Земля и в северной части п-ова Таймыр [Погребницкий, 1971; Кабаньков и др., 1982; Верниковский, 1996]. Следует отметить, что в структуре геофизических полей Карская плита заметно отличается от прилегающих областей, поэтому она выглядит как самостоятельный блок с присущими ему индивидуальными особенностями внутреннего строения.

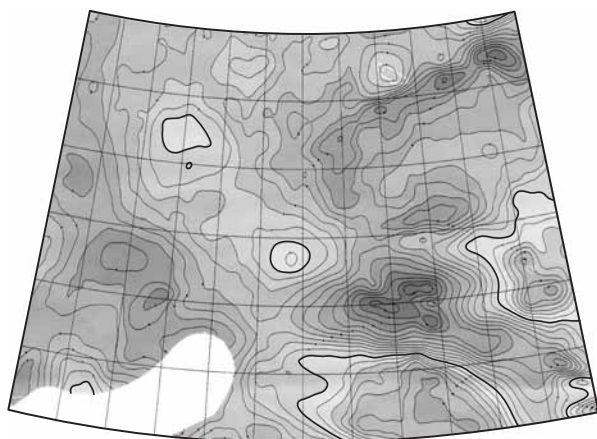
В аномальном магнитном и гравитационном полях рассматриваемая плита имеет овальные очертания с размерами в поперечнике около 800 км, с зональностью, несколько напоминающей концентрическую. Ее северная окраина срезана континентальным склоном Евразийского океанического бассейна. В северо-западном направлении наблюдается закономерное увеличение размеров аномалий с уменьшением их градиентности, что отражает общее погружение поверхности фундамента в грабенах центральной части плиты до 12—14 км (рис. 6, 7). Поле локальных аномалий указывает на структуру кристаллического фундамента, расчлененного на блоки с амплитудой вертикальных смещений порядка 5—7 км. Поднятиям фундамента могут соответствовать как отрицательные магнитные и положительные гравитационные аномалии, так и наоборот. Это свидетельствует о его гетерогенности, что находит подтверждение в данных КМПВ, по которым для основания плиты характерен достаточно широкий диапазон граничных скоростей от 5.7 до 7.1 км/с [Bogolev et al., 1991]. Точечные сейсмические зондирования показывают, что мощность земной коры Карской плиты может составлять свыше 40 км. При этом нижний ее слой оценивается в 14—16 км.

В разрезе осадочного выполнения выделяют два структурных этажа (см. рис. 6). Нижний сложен, по-видимому, карбонатными, эвапоритовыми и терригенными образованиями, возраст которых условно можно принять как позднедокембрий-

**Рис. 6. Геолого-геофизический разрез по профилю 87444, характеризующий строение прогиба Карской плиты (положение разреза см. на рис. 1).**

Цифры на разрезе — значения скоростных параметров (км/с) отдельных сейсмокомплексов.  $\Delta T_a$  — кривая осредненных аномалий магнитного поля;  $\Delta g$  — кривая аномалий гравитационного поля в редукции Буге.





**Рис. 7. Схема аномального гравитационного поля (положение трапеции см. на рис. 1, 2).**

Утолщенная изогипсия — нулевые значения. Ост. поясн. см. в тексте.

ский—ордовикский, S—C<sub>1</sub> и C<sub>2</sub>—P. Верхняя мезозойская часть разреза Карской плиты мощностью не более 2 км представлена образованиями триас-юрско-мелового возраста и характеризуется довольно низкими значениями пластовых скоростей (2.0—2.8 км/с) и средней плотностью 2.27 г/см<sup>3</sup>. Эти отложения с несогласием залегают на разновозрастных размывных комплексах нижнего этажа, включающих три подэтажа. Однако на поднятиях

триас и юра могут выпадать из разреза, и тогда здесь присутствуют лишь плащеобразно развитые мел-кайнозойские осадки, максимальная мощность которых составляет около 1 км. При этом следует отметить интересную особенность в их распределении. Протяженной субмеридиональной зоной разлома, ограничивающей трог Св. Анны с востока, меловые отложения разделяются на два поля — апт-альбское (для Свальбардской плиты) и нерасчлененный нижний мел (для Карской). Они отличаются не только мощностью, структурными условиями залегания, но предположительно и литологическим составом, запечатленным в характере волновой картины. Это служит дополнительным критерием для выделения Карской плиты в самостоятельный тектонический элемент, сохраняющий свою индивидуальность и в меловую эпоху, а, возможно, и в кайнозое. Кроме того, указанная зона разломов является общим рубежом контрастной смены уровня интенсивности естественных геофизических полей (в сторону возрастания их интенсивности в пределах Карской плиты), а в гравитационном поле также и изменением направлений простирания аномалий. Вместе с тем еще одна особенность структуры гравитационного поля обращает на себя внимание: нет однозначной приуроченности аномалий одного знака к тому или иному положительному или отрицательному структурному элементу. По мнению авторов, это может свидетельствовать о существенных тектонических преобразованиях литосферы региона в ходе его фанерозойской эволюции и, в частности, о наличии поверхностей срыва в консолидированной коре.

#### **ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СВАЛЬБАРДСКОЙ И КАРСКОЙ ПЛИТ**

**Северо-Баренцевская впадина** (северный сегмент Восточно-Баренцевского трога), расположенная на северо-востоке Свальбардской плиты (см. рис. 2), отличается спокойным, в основном положительным, низкоградиентным гравитационным полем, схожим с аномальным полем Южно-Баренцевской впадины. С запада и юго-востока она ограничена зонами высоких градиентов. Бортовые части впадины асимметричны. Восточный борт ее более крутой и осложнен серией разломов. На северо-востоке она сочленяется с Северо-Новоземельской впадиной через Горбовскую перемычку, выраженную дугообразной полосой положительных гравитационных аномалий, прослеживаемых от северной оконечности Новой Земли к Земле Франца-Иосифа (см. рис. 7). По своему строению и мощности осадочного выполнения, достигающей 15—18 км, Северо-Баренцевская впадина (рис. 8) напоминает Южно-Баренцевскую [Баренцевская..., 1988; Шипилов, Сенин, 1988; Шипилов, Моссур, 1990а,б; Шипилов и др., 1990; Объяснительная записка..., 1996; Шипилов, 2004; Артюшков, 2005; Шкабуро, Шипилов, 2007], однако отличается стратиграфическим диапазоном чехла и более высоким положением аномальных отражающих горизонтов, обусловленных проявлениями базитового магматизма юрско-мелового возраста.

**Трог Св. Анны**, расположенный к западу от Карской плиты, характеризуется преимущественно положительным полем силы тяжести низкой интенсивности, на фоне которого отмечаются слабые положительные изометричные аномалии с общим преобладанием субмеридиональной ориентировки (см. рис. 7). На его юго-восточном продолжении в рельефе поверхности фундамента прослеживается цепочка прогибов с довольно мощным осадочным выполнением, ограниченных с юга Северо-Сибирским порогом. Учитывая характер геодинамических взаимоотношений Карской плиты с Сибирью в позднем палеозое [Верниковский, 1996; Метелкин и др., 2000; Metelkin et al., 2005], не исключено, что на заключительном этапе в формировании цепочки прогибов юго-восточного продолжения трога Св. Анны свою лепту мог внести механизм *pull-apart*.

Таким образом, эта группировка отрицательных структур (северный сегмент Восточно-Баренцевского трога и трог Св. Анны), расположенных на стыке Свальбардской и Карской плит, представляет собой область Т-образного сочленения рифтовых зон, скорее всего, разновозрастных (см. рис. 3, 9). Такая



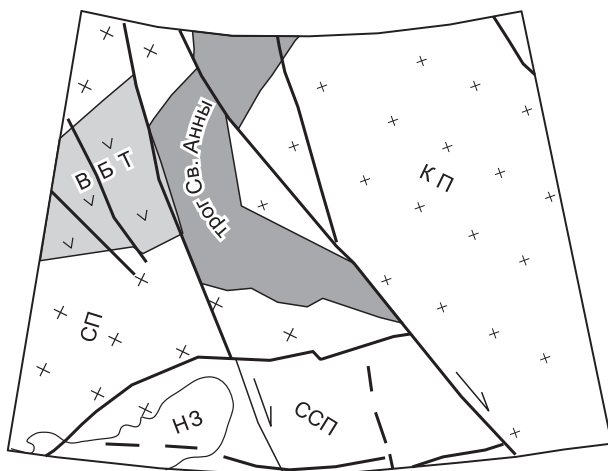
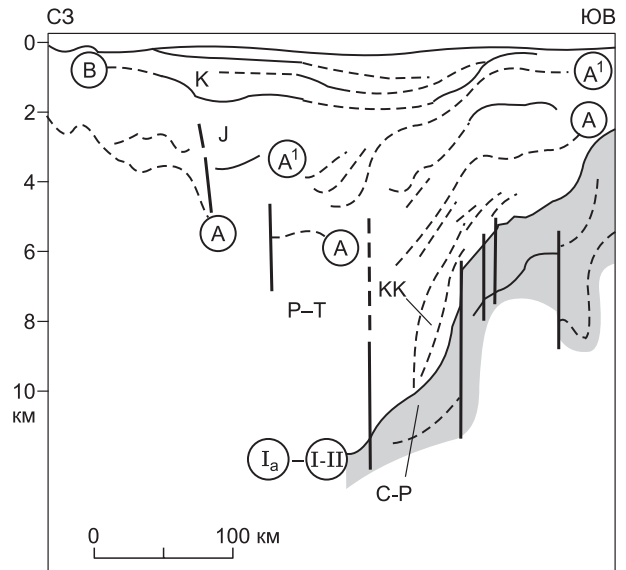
**Рис. 8. Сейсмогеологический разрез по профилю 088306, характеризующий строение осадочного чехла Северо-Баренцевской впадины (положение см. на рис. 1).**

КК — клиноформные комплексы пермотриаса. Усл. обозн. см. на рис. 3.

трактовка тектонической ситуации позволяет наметить новые подходы к реконструкции истории геологического развития этого малоизученного региона.

**Северо-Сибирский порог** как пограничный тектонический элемент, отделяющий Карскую плиту от Южно-Карской впадины Западно-Сибирского бассейна, имеет довольно сложную морфологию поверхности складчатого комплекса, залегающего непосредственно под четвертичными отложениями. С юга на него налегают юрско-меловые и кайнозойские образования Южно-Карского бассейна. Порогу соответствует узкая дугообразная полоса положительных и отрицательных аномалий поля силы тяжести. Она связывает северо-западную часть Таймыра и поднятие м. Желания о. Новая Земля, далее протягиваясь в сторону Земли Франца-Иосифа. Это позволяет предполагать здесь развитие протяженной зоны разломов того же простирания со сдвиговой правосторонней кинематикой. Мощность земной коры рассматриваемого поднятия, по данным КМПВ, составляет 39—42 км. Волновая картина на сейсмических разрезах, пересекающих порог, показывает, что в его строении принимают участие древние складчатые образования, подвергшиеся герцинским или раннекиммерийским деформациям. Так как структура порога осложнена крупными правосторонними сдвигами и сдвигонадвигами, то по их плоскостям со стороны Карской плиты палеозойские чехольные отложения приходят в соприкосновение со складчатыми комплексами порога. Вместе с тем здесь отмечаются и поперечные нарушения, имеющие небольшую сдвиговую составляющую.

Как видно из приведенных характеристик, в пределах Карской плиты суммарная мощность палеозойских отложений значительно превышает мощность выше залегающих мезозойских (см. рис. 6). Подобная картина преобладания палеозоя над мезозоем наблюдается и в пределах Тимано-Печорской плиты, тогда как на востоке Свальбардской плиты (Восточно-Баренцевский трог) имеет место обратное их соотношение (см. рис. 8). И в этой связи обращает на себя внимание прогиб Св. Анны, в котором мощность отложений составляет около 12 км, а объемы палеозоя и мезозоя примерно равны (см. рис. 3, 4). Кроме того, в средней части разреза трого Св. Анны содержатся интрузивные тела основного состава. Тектоническое положение этой структуры на границе Свальбардской и Карской плит, а также непосредственное соседство с Евразийским океанским бассейном показывает, что ее формирование было длительным и полициклическим, а ранние фазы погружения могут быть связаны, как минимум, со средним палеозоем.



Следует отметить, что по своему положению и тектонической структуре Карская плита имеет много общего со Свердрупским бассейном Канадского арктического архипелага [Объяснительная записка..., 1998; Шипилов, Тарасов, 1998].

Все изложенное позволяет авторам не согласиться с высказанными ранее предположениями о непосредственном продолжении Западно-Сибирс-

**Рис. 9. Схема тектонической позиции трого Св. Анны (положение трапеции см. на рис. 1, 2).**

СП — Свальбардская плита, ВБТ — Восточно-Баренцевский трог, НЗ — Новая Земля, ССП — Северо-Сибирский порог, КП — Карская плита.

ких рифтовых зон в северном направлении, включая прогиб Св. Анны [Сурков и др., 1997; Верба и др., 2005], как единой системы. Во-первых, на это указывают явные морфологические признаки замыкания пермско-триасовых рифтогенных структур в Южно-Карской впадине [Шипилов и др., 1990а,б; Богданов и др., 1997; Объяснительная записка..., 1998; Шипилов, Тарасов, 1998]. Во-вторых, это обусловлено наличием на севере последней субширотного барьера в виде выступа древнего складчатого основания — Северо-Сибирского порога. В-третьих, нельзя не учитывать значительную амплитуду палеозойских и, возможно, мезозойских праводвиговых смещений, связанных с относительным перемещением или вращением против часовой стрелки Карской плиты, вошедшей в коллизионные взаимоотношения с Сибирью в позднем карбоне—перми [Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005]. Однако значительная мощность пермско-триасовых отложений и относительно высокая скорость их осадконакопления в пределах трога Св. Анны и Северо-Баренцевской впадины свидетельствуют о проявлении в этих структурах рифтогенных процессов одновременных с Западно-Сибирскими.

Подводя итог краткому описанию основных тектонических элементов исследуемого региона, следует отметить некоторые характерные особенности их строения.

В основании и чехле рассматриваемых плит (Карской, Свальбардской) лежат рифтогенные прогибы и впадины, среди которых по максимальной мощности и скорости осадконакопления можно выделить: 1) докембрийско-позднекаледонско-герцинские (максимум S—D<sub>1</sub>, несогласие в основании C<sub>2</sub>); 2) P<sub>2</sub>—T<sub>1</sub> (см. рис. 3, 8) и 3) меловые (рис. 12).

Складчатый пояс, ограничивающий Карскую плиту с юга (Северо-Сибирский порог), имеет сложный сдвигонадвиговый генезис. Его таймырское продолжение смещено по правостороннему сдвигу к югу (см. рис. 2, 9). В Пайхойско-Южновоземельском сегменте складчатого пояса, расположенном на юго-западе от Южно-Карской впадины, происходили левосторонние смещения и наиболее значительные по амплитуде в Байдарацкой зоне разломов [Кораго и др., 1992; Богданов и др., 1997; Тектоническая карта..., 1998].

#### **ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ**

Западная граница Карской плиты, в силу различных представлений и без обоснования какими-либо конкретными данными о ее строении, трактуется произвольно, например, в работе [Кузнецов и др., 2005]. В состав Карского блока эти ученые включают и массив Земли Франца-Иосифа. Выше уже было показано различие в строении этих областей и роль трога Св. Анны как пограничной структуры, разделяющей Свальбардскую и Карскую плиты.

Ю.Е. Погребницким [1971] докембрийский массив Таймыра и Северной Земли трактовался как фрагмент древней платформы, отличный по строению от Восточной Сибири, а отложения, сформировавшиеся в течение позднего протерозоя—раннего—среднего палеозоя, относились им к чехольным образованиям. Надо сказать, что дальнейшими исследованиями автономный характер строения и развития северной части Карского моря, так называемой Карской (или Северо-Карской) плиты (микроконтинента, террейна), был подтвержден [Верниковский, 1996; Объяснительная записка..., 1998; Metelkin et al., 2005]. Однако вопрос о том, к какой группировке древних платформ принадлежал Карский микроконтинент изначально, остается дискуссионным.

Данные о наличии докембрийских метаморфических комплексов среди основных структур Арктики позволили предположить многим исследователям существование между Лаврентией, Сибирью и Балтикой древнего континента (или континентов) — Гиперборейской платформы, Баренцевоморской плиты, Баренции, Арктиды или Арктического континента, по разным авторам [Шатский, 1946; Пушаровский, 1976; Зоненшайн, Натапов, 1987; Верниковский, 1996; Хаин, 2001]. Распад этой платформы и столкновение ее частей с другими континентами привели к формированию разновозрастных коллизионных зон.

В пределах Арктического бассейна мезопротерозойские кристаллические образования, как уже отмечалось, известны на Шпицбергене и севере Новой Земли, где они слагают видимую нижнюю часть фундамента, верхняя часть которого имеет неопротерозойский возраст. Вопрос о фундаменте Карской плиты, включая архипелаг Северная Земля и север Таймыра, остается открытым. Сегодня можно только утверждать, что ее фундамент докембрийский.

Геологическое развитие рассматриваемого региона восстанавливается с разной детальностью, а для ранних его этапов может быть реконструировано лишь в общих чертах с привлечением материалов геологических съемок островов и континентального обрамления, а также тектонических исследований [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Объяснительная записка..., 1998; Тектоническая карта..., 1998; Тимонин, 1998; Хаин, 2001]. Основные этапы формирования осадочного чехла Карской плиты в палеозое освещены в ряде статей [Кабаньков, Соболевская, 1981; Марковский, Макарьев, 1982; Марковский, Смирнова, 1982; Объяснительная записка..., 1998; Bogolepova et al., 2001]. История дрейфа Карской плиты в контексте интерпретации палеомагнитных данных освещена в работах [Метелкин и др., 2000; Metelkin et al.,

2005], в которых акцентируется внимание на результатах, дополняющих существующие представления о геологическом развитии региона в позднем палеозое—мезозое и, в частности, в отношении формирования трога Св. Анны.

**Неопротерозой—ранний палеозой.** Прежде всего, следует заметить, что историю развития Карской плиты, исходя из имеющихся данных, вероятно, следует рассматривать, начиная с деструктивных преобразований Арктиды, как и всего эпигренвильского суперконтинента Родиния, распад которого начался в неопротерозое [Powell et al., 1993; Хаин, 2001; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001, Torsvik, 2003; Li et al., 2008; Pisarevskiy et al., 2008]. Исследования показывают на многих примерах, что распад суперконтинента отмечается рифтингом на континентальных окраинах и разделением плит на независимые террейны, микроконтиненты, малые и средние плиты, такие как Карская. В этой связи представляется, что глубокие рифтогенные прогибы в пределах последней с достаточно мощным комплексом неопротерозойских образований, выявленные сейсморазведкой, были заложены именно в этот период (см. рис. 6). Структура перекрывающих их палеозойских отложений в целом характеризуется развитием дислокаций платформенного типа. Это позволяет предположить присутствие в фундаменте региона жесткого блока земной коры (чему не противоречат данные морской геофизики), что отразилось на слабой степени дислоцированности пород.

**В позднем силуре—раннем девоне** Гренландия (как часть Северо-Американского кратона) начала входить во взаимодействие с Балтикой. В результате этих событий, как считается, вызвавших закрытие океана Япетус между Лаврентией, с одной стороны, и Балтикой и Арктидой, с другой, — в конце силура началось формирование каледонского коллизионного пояса. Каледонский орогенез ранее всего затронул Шпицберген и Восточную Гренландию, распространившись затем вдоль северного края Гренландии и достигнув в конце девона—начале карбона Канадского арктического архипелага и Северной Аляски (элсмирский орогенез) [Хаин, 2001].

Тем не менее, по палеомагнитным данным, на рубеже среднего—позднего палеозоя, а именно к концу силура, Карский микроконтинент все еще находился в непосредственной близости от окраины Сибири [Metelkin et al., 2005]. И предполагаемые ранние коллизионные события, возможно, были связаны с его скольжением вдоль трансформы, что не исключает присутствия фрагментов океанической коры между Сибирью и Карской плитой. Видимо, узкий зазор океанической коры, выклинивающийся к югу, существовал также между Свальбардской плитой (ограниченной дугообразной зоной разломов сдвигового типа) и Карским микроконтинентом. Таким образом, крупномасштабными перемещениями (скольжениями) вдоль окраин были подготовлены условия для финальной результирующей коллизии с Сибирью с последующим формированием структур Таймыро-Североземельского складчатого пояса. Геологические данные указывают на то, что заключительная коллизия континентов произошла в позднем карбоне—перми. Это подтверждается изотопными датировками трех генераций гранитоидов — позднекарбоневой, ранне- и позднепермской, из которых последняя рассматривается как постколлизионная [Верниковский, 1996; Объяснительная записка..., 1998; Верниковский и др., 2001].

Следует обратить внимание на то, что палеомагнитные исследования [Metelkin et al., 2005] показывают, что Карская плита в раннем палеозое не являлась ни частью Балтики, ни частью Сибири, а была самостоятельным микроконтинентом с независимой тектонической историей. Однако есть мнение, что Карская плита в раннем девоне продолжала входить в состав северной периферии (окраины, соответствующей по площади уже существовавшей Арктиды) Северо-Американского кратона, и лишь **в позднем палеозое** (около рубежа раннего и среднего карбона?) произошло отделение Карской плиты [Объяснительная записка..., 1998]. За этим последовала обдукция окраины Карской плиты на Сибирский континент. В этой связи существующая неопределенность и возможное различие во взглядах по данному вопросу предполагает дальнейшее исследование характера геодинамических взаимоотношений между Балтикой, Свальбардской и Карской плитами в девоне и карбоне. Проблема усложняется отсутствием палеомагнитных данных по Свальбардской плите.

Особенности устройства трога Св. Анны, формационные переходы в разрезе осадочного чехла (в палеозойских и даже в мезозойских комплексах), тяготеющие по своему положению к разломной зоне, ограничивающей трог с востока, специфика структуры поля силы тяжести указывают на следующее. Прежде всего, нет сомнений в том, что эта структура возникла как пограничная над разломной зоной между Карской и Свальбардской плитами (см. рис. 2, 9), а потому не является глубоко (с неопротерозоя?) унаследованной, как считают некоторые исследователи [Качурина и др., 2002]. На рис. 3, 8 отчетливо видно, что максимальное осадконакопление и рифтообразование (собственно образование рифта) произошло в  $P_2$ —Т.

Вероятно, в механизме образования этой зоны разломов и в целом структуры трога Св. Анны доминировал проскальзывающий характер взаимодействия двух плит, скорее всего, начиная со среднего палеозоя. Об этом свидетельствует, помимо отмеченного, дугообразное очертание трога, располагающегося вдоль западной периферии Карской плиты. Все это указывает, что Восточно-Баренцевский трог

имеет торцовый характер сочленения с трогом Св. Анны. Большинство ученых склоняются к тому, что образование Восточно-Баренцевской троговой системы (не вдаваясь в подробности рассмотрения вариантов и механизмов ее геодинамической природы) связывается с позднедевонско-карбонным этапом развития (рифтингом) [Баренцевская..., 1988; Шипилов и др., 1990а; Объяснительная записка..., 1996; Шипилов, Тарасов, 1998; Артюшков, 2005; Верба и др., 2005].

Рубеж позднего и среднего карбона характеризуется начальной стадией закрытия Палеоазиатского океана, обусловленного коллизионным сжатием трех кратонов — Сибирского, Восточно-Европейского и Казахстанского [Dobretsov et al., 2003]. В результате эти процессы привели к формированию фундамента Западно-Сибирского бассейна и входящей в его состав Южно-Карской впадины. В условиях отчетливо обозначившейся тенденции перехода к финальной стадии сборки нового суперконтинента — Пангеи происходило и столкновение Карской плиты с Сибирской, о чем уже говорилось выше. Эта коллизия сопровождалась некоторым воздыманием северной части Карского моря, связанного с обдукцией Карской плиты на Сибирский континент, что заметно снизило в ее пределах темпы осадконакопления.

**Позднепермско-триасовый** этап соотносится с крупномасштабной перестройкой литосферы Земли и сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития [Campbell et al., 1992; Добрецов, 1997; 2005; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Nikishin et al., 2002; Шипилов, 2003]. С одной стороны, с середины карбона по среднему триасу шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея. К этому времени замыкается Уральский океан, завершается структурирование Южно-Таймырской зоны после коллизии Карской плиты с Сибирским кратоном (рис. 10). Но вместе с тем происходит нарастание и процессов континентального рифтинга в самой Пангее.

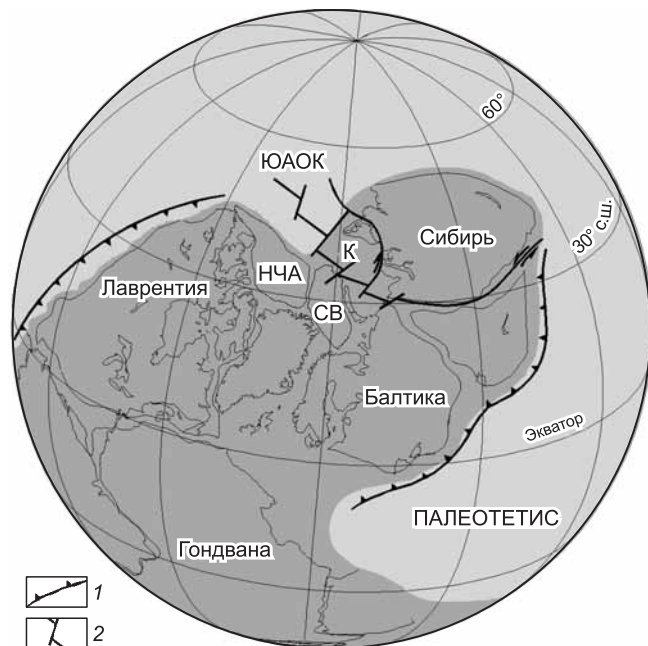
Система рифтогенных прогибов заложила на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты [Конторович и др., 1975; Сурков и др., 1982; 1997; Аглонов, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Шипилов и др., 1990а; Шипилов, 2003].

Важно подчеркнуть, что на этом этапе развития качественно меняется вещественный состав отложений — от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней—начале поздней перми) на исключительно терригенный. При этом форсированно возрастает скорость седиментации, особенно в крупнейшем бассейне — Восточно-Баренцевском, включая трог Св. Анны. В Восточно-Баренцевской мегадепрессии мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10—11 км (см. рис. 8), что составляет не менее половины его фанерозойского осадочного выполнения [Шипилов, Тарасов, 1998; Шипилов, 2004].

В трог Св. Анны пермско-триасовые отложения составляют около 3—4 км (см. рис. 3). Можно полагать, исходя из предыстории этой структуры, что именно на данном этапе она объединяется с Восточно-Баренцевской троговой системой и становится ее новым надстраиваемым к северу звеном. Вполне возможно, как показывают реконструкции, что такое наращивание Восточно-Баренцевской троговой системы могло быть связано с развитием в перми—триасе Южно-Анжуйского океана [Зоненшайн и др., 1990], апикальной частью которого, как представляется, стала рассматриваемая троговая система. В этой связи уже отмечалось сходство пермско-триасовых клиноформ (см. рис. 8) рассматриваемой троговой

системы и верхоянской пассивной окраины Сибирского кратона [Шипилов, 2003, 2004], что является еще одним независимым подтверждением существования палеоокеана к северу от рассматриваемого региона.

Образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая в депозентре Восточно-Баренцевского мегабассейна 7—8 км. На сложную фациальную картину три-



**Рис. 10. Северная часть суперконтинента Пангея перед очередным распадом на рубеже поздней перми и триаса, по [Torsvik, 2003; Metelkin et al., 2005] с изменениями и дополнениями.**

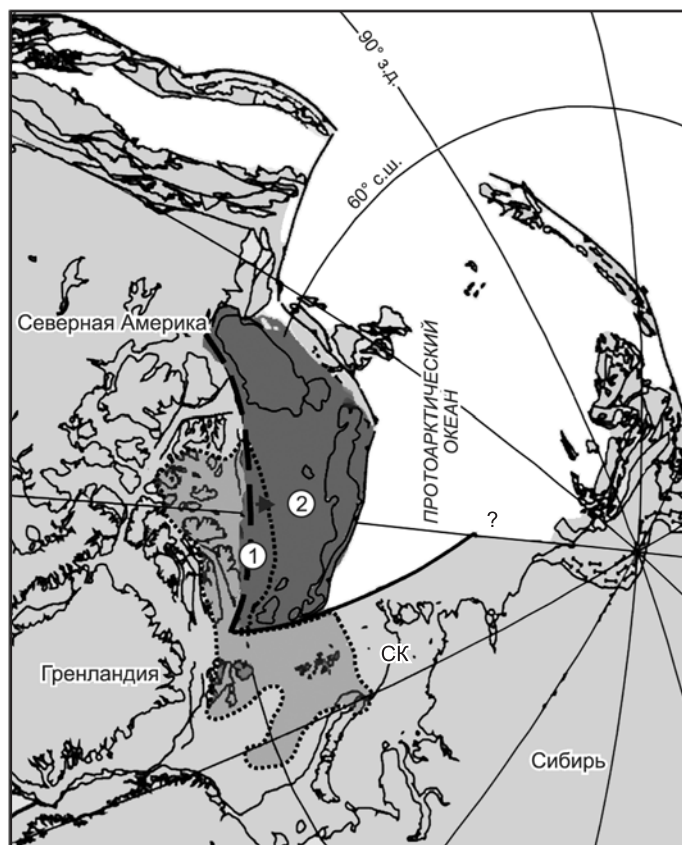
1 — зоны субдукции, 2 — граница Сибирского палеоконтинента и Карской плиты.

НЧА — Новосибирско-Чукотско-Североалаянский блок (в будущем — микроплита), К — Карская плита, СВ — Свальбардская плита, ЮАОК — Южно-Анжуйский (Протоарктический) океан.

**Рис. 11. Реконструкция ареала распространения юрско-мелового базальтоидного магматизма (контур, очерченный точечным пунктиром) в преддверии раскрытия Канадского океанического бассейна (около 145—140 млн лет).**

Ареал охватывает объединенные до раскола регионы Баренцево-морской окраины, Свердрупский бассейн Канадского арктического архипелага и северный сегмент Новосибирско-Чукотского блока, однако в пределах Карской плиты не отмечен. Палеогеодинамическая основа, по [Lawver et al., 2002] с изменениями.

Цифры в кружках: 1 — зона разломов, по которой произошел раскол континентальной литосферы и последующее раскрытие Канадского бассейна; 2 — Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок (в последующем — микроплита). Сплошная черная линия — Свердрупско-Новосибирская трансформная зона.



асовых отложений на сейсмических разрезах указывают частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов.

Что касается Карской плиты, то рассматриваемые процессы практически не затронули ее центральные части: мощность триаса, даже в прогибах, здесь едва достигает 1 км (см. рис. 6). Таким образом, резкое отличие в стиле развития Карской плиты от Свальбардской и, тем более, от Западно-Сибирской (Южно-Карский бассейн) сохраняется и в триасе. Однако на южной границе Карской плиты, так же как и непосредственно в зоне ее сочленения с окраиной Сибирского кратона на Таймыре, имел место анорогенный субщелочной гранитоидный и щелочной магматизм, проявившийся одновременно и вслед за трапповым (248—245 млн лет назад) [Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2003].

Сложившаяся в ходе эволюционных тектоногеодинамических преобразований в позднепермско-раннетриасовое время результирующая картина строения арктической периферии Евразии (ее Баренцево-Карской окраины) свидетельствует о завершении основных процессов аккреции и практически одновременно в геологическом масштабе времени начале распада только что созданного суперконтинента (рис. 11). За ним последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике [Grantz et al., 1998; Шипилов и др., 2003; Шипилов, 2004; 2008].

**В юрско-меловое время** в бассейне Св. Анны накапливаются повышенные мощности терригенных отложений, но депоцентр осадконакопления смещается к западу, а на востоке, в пределах Карской плиты, формируется тонкий плащ юрско-меловых осадков, по мощности едва достигающий 1 км. Вместе с тем данный этап характеризуется проявлением обширного ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма (вероятно, в течение двух эпизодов — 180—190 и 140—145 млн лет), обусловленного действием Баренцево-Амеразийского суперплума, приведшего к раскрытию и развитию Канадской океанической впадины [Шипилов, 2004; 2008]. На западе ареал магматизма охватывает Шпицберген, Землю Франца-Иосифа и прилегающий к ним шельф, а на востоке — ограничивается бассейном Св. Анны, судя по данным сейсмических разрезов и другим реконструкциям (см. рис. 11). Однако следует заметить, что на отдельных островах северной части Карского моря отмечены лишь прослой кремнистых пепловых туфов (видимо, обусловленных переносом), образование которых, по всей вероятности, синхронно финальным фазам мелового вулканизма, отмеченному на архипелаге Земля Франца-Иосифа.

В пределах всей сухопутной части Карской плиты [Объяснительная записка..., 1998] верхнеюрские — нижнемеловые отложения распространены в Северо-Таймырской зоне (Усть-Таймырская впадина и п-ов Челюскин). Верхнеюрские (волжский ярус) отложения сложены песками и песчаниками с обломками древесины, с белемнитами и пелециподами. Нижнемеловые отложения представлены глинами и песками с прослоями углей. На Таймыре мощность нижнего мела достигает 150 м. На архипелаге Северная Земля мезозойские отложения в первичном залегании не сохранились. Они присутствуют в виде россыпей обломков песчаных известняков с верхнеюрской—нижнемеловой морской фауной и пред-

ставляют собой фрагменты разрушенного маломощного чехла. Меловые толщи слагают многочисленные острова. Они представлены континентальными и литоральными рыхлыми терригенными, местами угленосными, отложениями апта, альба и сеномана—сантона мощностью около 150 м. На о. Расторгуева присутствуют валунные конгломераты и песчаники, несогласно залегающие на флишеидной формации и триасовых сиенитах и содержащие глыбы ракушняка с пеллециподами турона и коньяка. На большинстве островов отложения залегают горизонтально или полого, местами нарушены сбросами. На островах Уединения и Кирова отмечаются крутые углы падения пород на крыльях приразломных складок. Все это свидетельствует о том, что в рассматриваемое время прилегающие части Сибирского кратона, Карской и Свальбардской плит испытывали слабое поднятие, перемежающееся со столь же слабым погружением и накоплением мелководно-прибрежных песчано-глинистых отложений.

Отметим некоторые особенности этого этапа развития. В позднеюрское время (волжский отрезок) в Восточно-Баренцевском бассейне и прилегающих районах обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований, сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями неокома. Оба сейсмокомплекса однозначно опознаются на большинстве временных разрезов от Печорского моря на юге до трога Св. Анны на севере. Складывается впечатление, что определенный вклад в создание бескислородной обстановки формирования черносланцевой фации («заражение» эндогенными флюидами, эманациями и др.) в Баренцевском регионе могли внести вулканогенно-магматические процессы. Возраст кровли черносланцевого «горизонта», перекрытого клиноформным комплексом, изменяется от верхов берриаса до готерива, т.е. является диахронным.

В поздней юре—раннем мелу от Северо-Американского кратона отрывается Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская композиция блоков (впоследствии микроплита) и стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна (продолжавшаяся с готерива до альба—сеномана) [Зоненшайн и др., 1990; Grantz et al., 1998; Шипилов, 2004; Хаин и др., 2009]. Рифтогенные процессы с сопутствующим базальтоидным магматизмом нарастают в Баренцевом море в интервале от 150—130 до 95—92 млн лет. Вместе с тем на востоке происходило закрытие Южно-Аннуйского океана с образованием соответствующей ему офиолитовой сутуры. Главные же тектонические последствия для рассматриваемого региона состояли в том, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Канадского бассейна раскололо блок протохребта Ломоносова (еще входившего в состав окраины наравне с блоками хребтов Альфа и, возможно, Менделеева) и далее Свальбардскую плиту с СВ на ЮЗ. Эта деструктивная зона была обусловлена всплывающим плюмом, приведшим к растрескиванию литосферы и образованию полосы структур растяжения (реанимированных) в границах уже существовавших глубоких рифтовых прогибов. Они возродились в пределах Земли Франца-Иосифа, бассейнов Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, а также в окружающих Шпицберген с востока, юго-востока и юга рифтах и грабенах — Нордкапском, Хаммерфест, Тромсе, Медвежинском, Ольги и т.д., простирающихся в попытке объединения навстречу раскрывающейся Северной Атлантике. Но эндогенные энергетические возможности развития спредингового центра Канадского бассейна, судя по всему, были уже на исходе, и разобщения Баренцевской окраины вдоль отмеченной унаследованно-ослабленной полосы земной коры, занятой указанными рифтогенными структурами, не произошло.

**Кайнозойский отрезок** развития структуры Баренцево-Карской окраины вызван событиями финального раскола и растаскивания лавразийских фрагментов последней Пангеи. Он связан с процессами океанообразования в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах и становлением их спрединговой структуры [Шипилов, 2004].

Активные дифференцированные движения в приокеанической зоне заметно обособляют в сводово-блоковые поднятия Свальбард, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, разделив их окраинными грабенообразными желобами. По мере разрастания океанических впадин продолжался и рост отмеченных поднятий. С плиоцена окраина характеризуется уже разнонаправленными колебательными движениями с обозначившейся тенденцией к погружению. Границы желобов, связанные с оживлением тектонических движений по разломам сбросового типа и зонам трещиноватости, приобретают современные очертания. Возникают первые маломощные ледниковые купола.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отличительные особенности строения Северо-Карской области от остальной части окраины, ее оральные очертания, тектоническая позиция трога Св. Анны, облекающего этот микроконтинент с запада, палеомагнитная летопись его дрейфа, изотопные датировки гранитоидов Таймыра и др. позволяют высказать некоторые соображения по поводу природы бассейна, разделяющего Свальбардскую и Карскую плиты. Имеющиеся материалы дают основание наметить следующую хронологию событий.

Прежде всего, необходимо заметить, что все наиболее обоснованные фактическими данными реконструкции позволяют сделать вывод, что формирование Баренцево-Карской периферии последней Пангеи происходило за счет последовательного приращения к Балтике и Сибири сначала Свальбардского блока (плиты?), а затем и Карского микроконтинента. В результате были образованы соответствующие коллизионные пояса и обозначены новые контуры континентальных окраин, окружающих здесь Южно-Аннуйский океан, апикальной частью которого на позднепермско-триасовом отрезке времени являлись трог Св. Анны и Восточно-Баренцевская троговая система.

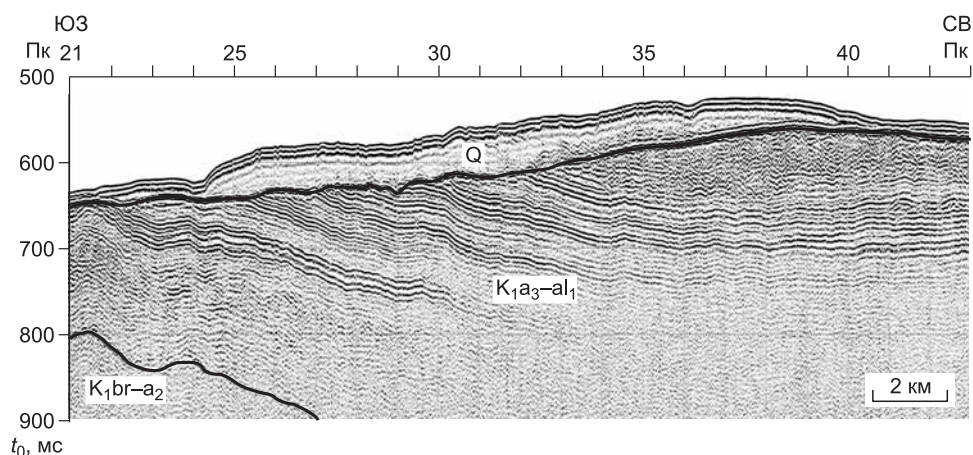
С поздним карбоном—ранней пермью, как представляется, связывается собственно начальная фаза истории формирования бассейна Св. Анны. Она произошла в тот момент, когда Карская микроплита, проворачиваясь против часовой стрелки, вступила в геодинамические взаимоотношения с Сибирским кратоном. Причем начальная фаза кинематики этого процесса характеризуется не как столкновение двух плит, а главным образом как эффект проскальзывания Карского микроконтинента вдоль дугообразной окраинно-континентальной сдвиговой зоны разломов. Время воссоединения Карской плиты с Сибирью ассоциируется с одним из последних в этой части Пангеи эпизодов наращивания ее литосферы и с этапом обновления очертаний континентальных окраин, обрамляющих Южно-Аннуйский океан.

Как только началась обдукция на Сибирский кратон, скорость Карского микроконтинента резко замедлилась. И это первое коллизионное событие обозначено позднекарбоновой генерацией гранитоидов на Таймыре. Однако по инерции плита какое-то время еще продолжала перемещаться, достигнув еще одного глубинного стрессового эффекта в ранней перми с проявлением новой генерации гранитоидов. Но геодинамическая напряженность в регионе сохранялась и позднее.

Важно подчеркнуть, что подход Карской плиты к Сибири происходил с некоторым запаздыванием по отношению к процессам, которые привели к заложению (поздний девон—карбон) структуры Восточно-Баренцевской троговой системы в пределах Свальбардской плиты. Поэтому крайнее северо-восточное звено этой системы какое-то время было раскрыто в морской бассейн (прообраз бассейна Св. Анны), располагавшийся между Свальбардской и Карской плитами. Такая обстановка геодинамических взаимоотношений Восточно-Баренцевской троговой системы и формирующегося бассейна Св. Анны обусловила Т-образный характер их сочленения, запечатленный в структуре фундамента и осадочного чехла и сохранившийся донныне, несмотря на тектонические трансформации (см. рис. 9).

В позднепермско-триасовый этап тектономагматической активизации, судя по тому, что мощность соответствующих отложений в Восточно-Баренцевской мегадепрессии оценивается в 10—11 км, в трог Св. Анны составляет около 3—4 км, а в пределах Карской плиты не достигает и 1 км, представляется, что именно на данном отрезке развития бассейн Св. Анны объединяется с Восточно-Баренцевской троговой системой. И, таким образом, становится ее новым надстраиваемым к северу звеном, оставаясь пограничным в тектоническом отношении элементом между Свальбардской и Карской плитами и подчеркивая обособленность последней (см. рис. 2). Вместе с тем это указывает и на резкое отличие стиля развития Карской плиты от Свальбардской и Западно-Сибирской (Южно-Карский бассейн) в позднепермско-триасовое время.

В юрско-меловое время развитие северных областей Баренцево-Карской окраины всецело происходило под влиянием Американо-Азиатской генерации молодого океанообразования. Свальбардская плита на



**Рис. 12.** Сейсмоакустический разрез по профилю 410336 [Государственная..., 2006], иллюстрирующий эрозионный срез меловых отложений и залегающий тонкий плащ четвертичных отложений в желобе Св. Анны (положение разреза см. на рис. 1).

этом этапе объята широким ареалом проявления юрско-мелового плюмового базальтоидного магматизма. На западе он охватывает Шпицберген, Землю Франца-Иосифа и прилегающий к ним шельф, а на востоке, судя по сейсмическим разрезам, включает бассейн Св. Анны, а далее на Карской плите не отмечен (см. рис. 11). И это еще один из ее отличительных штрихов в характере тектонического развития.

В кайнозое трог Св. Анны также испытывает погружение, несмотря на общее воздымание окраины в условиях раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского спрединговых бассейнов. Начиная с плиоцена, постепенно обозначилась общая тенденция опускания окраины и преобладания трансгрессивных условий. Трог Св. Анны приобретает современные очертания в связи с оживлением тектонических движений по разломам сбросового типа и зонам трещиноватости. Эти зоны в сочетании с углубленным рельефом как раз и обусловили избирательное моделирование поверхности дна экзарационной деятельностью ледников, оформившей окончательный морфоструктурный облик желоба Св. Анны. По данным сейсмоакустического профилирования, здесь на эродированной поверхности меловых пород залегает весьма незначительный по мощности покров четвертичных отложений (рис. 12).

Авторы благодарны С.Ю. Беляеву и Н.Л. Добрецову за конструктивное обсуждение рукописи, высказанные замечания и предложения, а также Н.Ю. Матушкину и Д.В. Метелкину за полезные советы и помощь при подготовке рукописи.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по программам фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Международного полярного года 2007—2008 гг.)» Президиума РАН № 16 и Арктической программы № 17 СО РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аплонов С.В.** Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., ИОАН, 1987, 98 с.
- Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.** Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника, 1996, № 4, с. 58—76.
- Артюшков Е.В.** Механизмы образования Баренцевого прогиба // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 700—713.
- Баренцевская** шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л., Недра, 1988, 263 с.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.** Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. РАН, 1997, т. 357, № 4, с. 511—515.
- Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С.** Новая Земля в структуре Обско-Баренцевого 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 СО РАН, 1996, 202 с.
- Верниковский В.А., Пинс В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В.** Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.
- Государственная** геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000 (новая серия) / Ред. Б.Г. Лопатин. Лист Т-37-40 — Земля Франца-Иосифа (южные острова): Объяснительная записка. СПб., Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2004, 170 с.
- Государственная** геологическая карта РФ м-ба 1:1 000 000 (новая серия) / Ред. Б.Г. Лопатин. Лист Т-41-44 — мыс Желания. СПб., Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2006, 150 с.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 216—219.
- Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.
- Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.** Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. М., Наука, 1987, с. 31—57.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М., Недра, 1990, 334 с.
- Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф.** Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР. 1981, с. 55—62.
- 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.



**Качурина Н.В., Шкатов Е.П., Андреева И.А.** Сравнительный анализ морфоструктуры «желобов» Святой Анны и Франц-Виктория // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М., Научный мир, 2002, с. 448—452.

**Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г.** Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 680 с.

**Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н.** Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северо-Карского региона). СПб., ВНИИОкеангеологии, 2005, 225 с.

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

**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.

**Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.** Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 612 с.

**Марковский В.А., Макарьев А.А.** Ордовикские отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. Л., Севморгео, 1982, с. 22—39.

**Марковский В.А., Смирнова М.А.** Силурийские отложения архипелага Северная Земля // Геология архипелага Северная Земля. Л., Севморгео, 1982, с. 39—60.

**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.

**Объяснительная** записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / Под ред. В.И. Богацкого, Н.А. Богданова, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенина, С.Ф. Соболева, Э.В. Шипилова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы РАН, 1996, 94 с.

**Объяснительная** записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина, О.М. Розена, Э.В. Шипилова, В.А. Верниковского, С.С. Драчева, С.Л. Костюченко, А.Б. Кузьмичева, С.Б. Секретова. М., Институт литосферы РАН, 1998, 127 с.

**Осадочный чехол** Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Под ред. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенина, Э.В. Шипилова. Мурманск, Изд-во «Север», 1993, 184 с.

**Погребницкий Ю.Е.** Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971, т. 166, 284 с. (Тр. НИИГА).

**Пушаровский Ю.М.** Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.

**Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г., Конторович А.Э., Смирнов Л.В.** Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика, 1982 (8), с. 3—15.

**Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов В.Л.** Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.

**Тектоническая** карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири м-ба 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Федеральная служба геодезии и картографии РФ, 1998.

**Тимонин Н.И.** Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 1998, 240 с.

**Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 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.

**Шатский Н.С.** Основные черты структуры и эволюции Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.

**Шипилов Э.В.** Пермско-триасовая интерференция тектоногеодинамических режимов в эволюции арктической периферии Северной Евразии // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 3, с. 376—381.

**Шипилов Э.В.** К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника, 2004, № 5, с. 26—52.

**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, № 6, с. 96—100.

**Шипилов Э.В., Моссур А.П.** Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990а, № 1, с. 90—97.

**Шипилов Э.В., Моссур А.П.** Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990б, № 10, с. 112—122.

- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.** Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 1998, 306 с.
- Шипилов Э.В., Матишов Г.Г.** Тектоническая позиция и геодинамическая природа трога Святой Анны (север Баренцево-Карской континентальной окраины) // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 5, с. 667—671.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П.** Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика, 1990а (5), с. 13—19.
- Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Свистунов Ю.И.** Модель строения и образования асейсмичных поднятий дна океанов // Океанология, 1990б, т. 30, № 2, с. 415—418.
- Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б.** Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской окраины // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 1, с. 85—88.
- Шкарубо С.И., Шипилов Э.В.** Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр, 2007, № 9, с. 32—47.
- Bogolepov A.K., Shipilov E.V., Yunov A.Y.** Geophysical characteristics of the Barents-Kara region deep structure // Proceedings of The International Seminar on Tectonics of the Barents Sea—Kara Sea Region. NI-Morgeophysica. IKU, Inter. Groupe, Norway, Trondheim, 1991, p. 6.
- Bogolepova O.K., Gubanov A.P., Raevskaya E.G.** The Cambrian of the Severnaya Zemlya archipelago, Russia // Newsletter Stratigraphy, 2001, v. 39, p. 73—91.
- Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V.** Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science, 1992, v. 258, p. 1760—1763.
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geologic manifestation // Int. Geol. Rev., 2001, v. 43, № 9, p. 771—787.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: implication to the breakup of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6, № 2, p. 143—159.
- 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, № 6, p. 801—820.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.** Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // Tectonic evolution of the Bering shelf-Chukchi Sea-Arctic margin and adjacent landmasses / Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer Geological Society of America Special Paper, 2002, v. 360, p. 333—358.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.A.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res., 2008, v. 160, p. 179—210.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., 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.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S.** Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics, 2002, v. 351, № 1—2, p. 3—39.
- Powell C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park J.K.** Paleomagnetic constraints on the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the mid-Cambrian formation of Gondwana // Geology, 1993, v. 21, p. 889—892.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precam. Res., 2008, v. 160, p. 66—76.
- Torsvik T.H.** The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science, 2003, v. 300, p. 1379—1381.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E.** Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Mesoproterozoic tectonic evolution and Rodinia break up // Precam. Res., 2001, v. 110, № 1—4, p. 127—141.
- Vernikovskiy 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.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.** Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc., London, Memoirs, 2004, v. 30, p. 233—247.

*Поступила в редакцию  
24 августа 2009 г.*