

УДК 551.24:551.462.32(268.45)

## ПЕРМСКО-ТРИАСОВАЯ ИНТЕРФЕРЕНЦИЯ ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В ЭВОЛЮЦИИ АРКТИЧЕСКОЙ ПЕРИФЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2003 г. Э. В. Шипилов

Представлено академиком Г.Г. Матишовым 04.06.2003 г.

Поступило 01.07.2003 г.

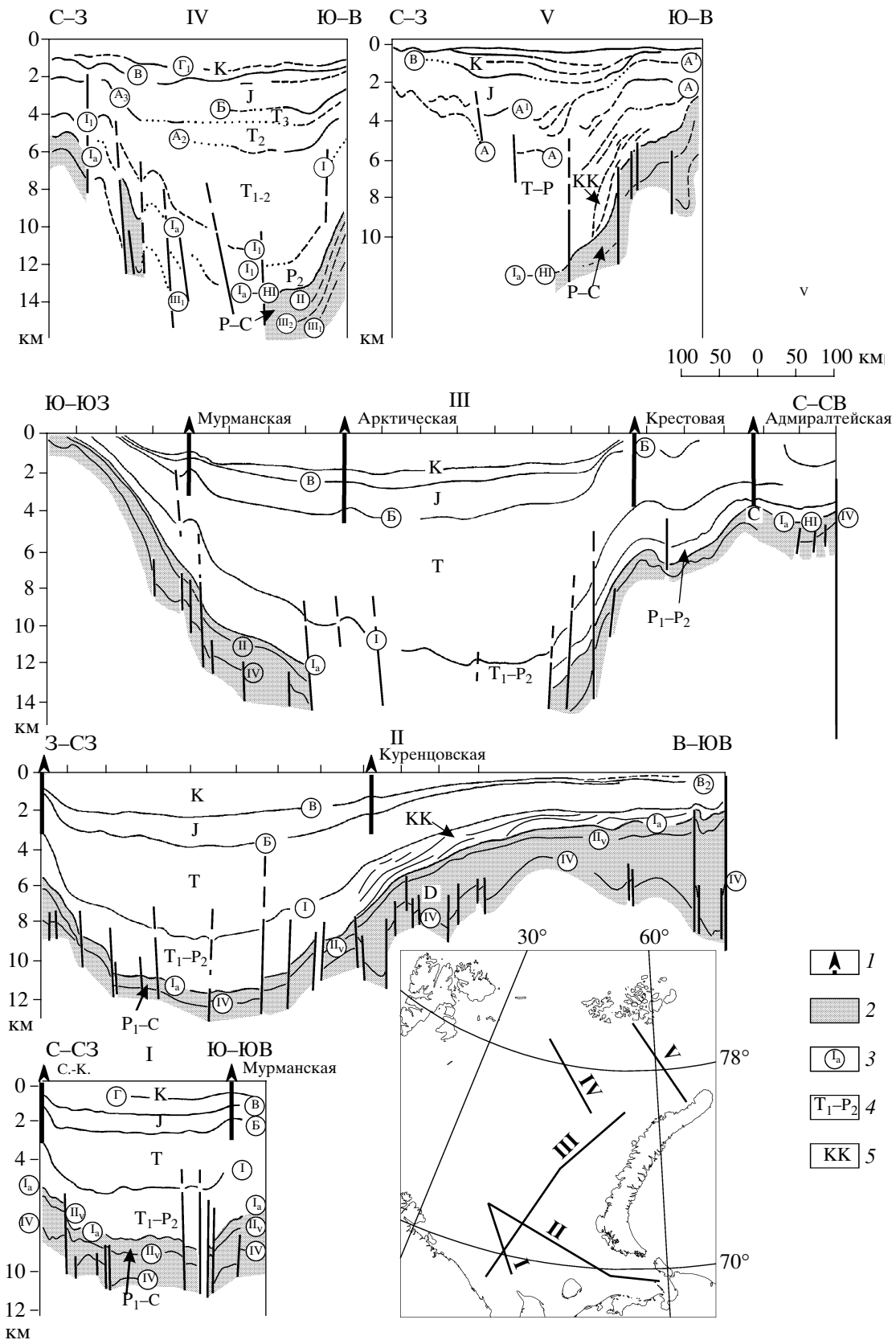
Позднепермско-триасовый этап соотносится с крупномасштабной перестройкой литосферы Земли и сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития. С одной стороны, с середины девона по средний триас шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея-II [1]. К этому времени замыкается Уральский океан и на его месте формируется покровно-складчатый пояс с сопровождающей полосой передовых прогибов. Завершается структурирование Южно-Таймырской зоны. Но вместе с тем происходит нарастание и процессов континентального рифтинга в самой Пангее-II с последующим образованием и развитием современных океанов – Атлантического и Индийского [1, 2]. В Западной и Северной Европе идет реактивизация позднепалеозойских рифтов и развитие сложной сети рифтогенных прогибов в Бискайском заливе, Северном море и Арктическо-Северо-Атлантической области. Система рифтогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты. Сибирская платформа в поздней перми–триасе была охвачена грандиознейшим проявлением эксплозивного и интрузивного магматизма [3, 4]. Баренцево-Карская окраина переживала, пожалуй, один из самых специфических и радикальных периодов в своем развитии.

В представленной работе, на основе анализа комплексной геолого-геофизической информации, рассмотрены наиболее характерные черты тектоно-геодинамических преобразований региона Арктической окраины на рубеже палеозоя и мезозоя в контексте тех событий, которые определяли эволюционный путь становления Северной Евразии.

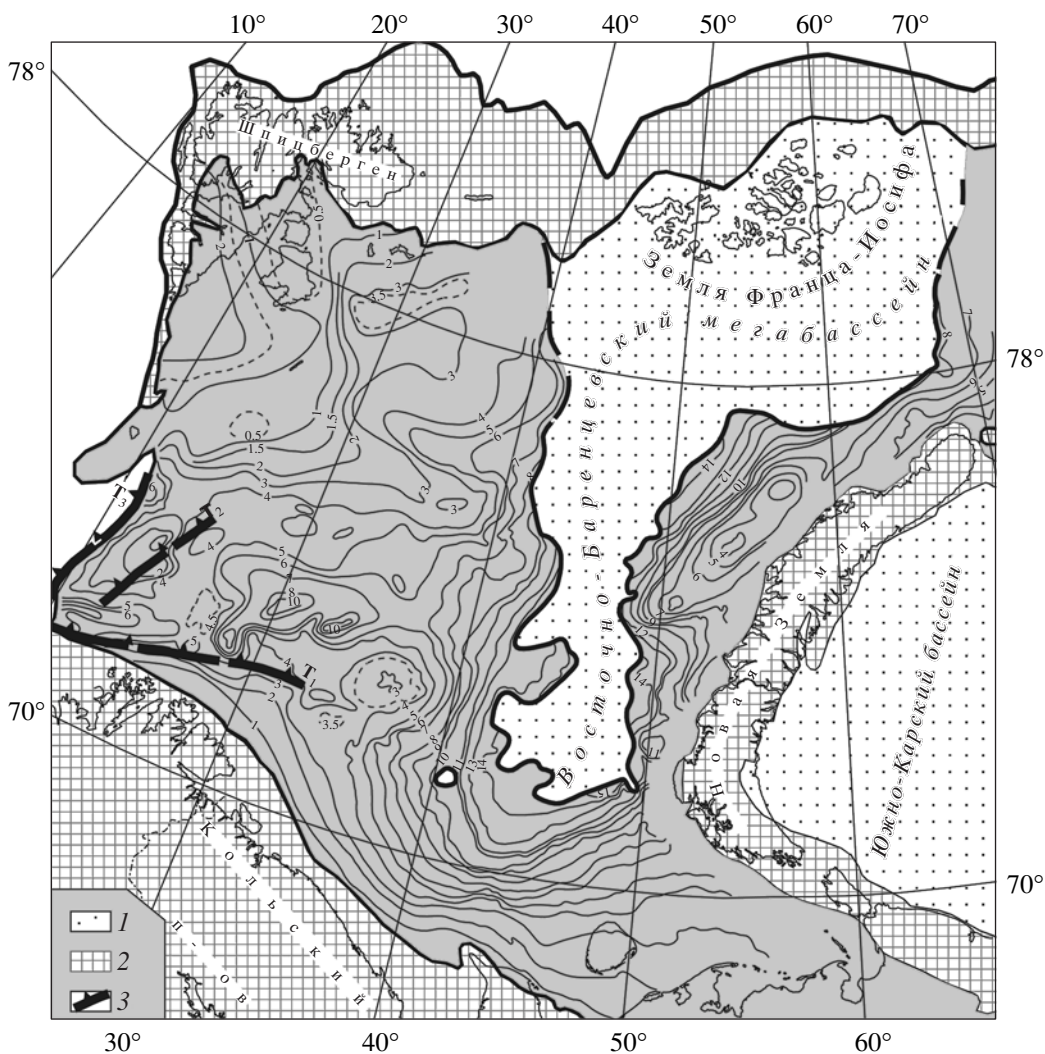
В геологической истории Баренцево-Карской континентальной окраины Евразии рассматриваемый этап контрастно отличается от предыдущих

по ряду взаимосвязанных показателей. 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 крупнейших бассейнах – Восточно-Баренцевском и Южно-Карском. Даже без вычета интервалов времени, связанных с многочисленными перерывами в осадконакоплении, и без восстановления первоначальной (разуплотненной) мощности пород – расчетные скорости накопления терригенных осадков оцениваются лавинными параметрами. В Восточно-Баренцевской мегадепрессии мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10–11 км (рис. 1), что составляет не менее половины его фанерозойского осадочного выполнения [5, 6].

К границе резкой смены фаций в разрезе отложений и, соответственно, кровле палеозойских карбонатов приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт Ia. Этот рефлекс уверенно выделяется на Финмаркенском шельфе Норвегии, Кольском шельфе, в Печорском море. Указанный горизонт закартирован сейсмическими работами в прибрежных зонах Восточно-Баренцевского мегабассейна, в Приновоземельской зоне, на восточном склоне Центрально-Баренцевской зоны поднятий (рис. 2). Однако в поведении этой границы раздела осадочного чехла в плане выявляется ряд особенностей, характеризующих условия формирования осадочного чехла и тектоно-геодинамические обстановки, существовавшие в тот период развития региона. Прежде всего следует отметить, что несмотря на повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной временные уровни этого события были различными для отдельных областей, что свидетельствует о диахронности рефлексора Ia. По материалам сейсмических исследований и данным бурения устанавливается, что терригенное осадконакопление сначала (в ранней перми) развивалось в Новоземельской зоне с прилегающими к Уралу районами, испытывавшими относительное воздымание, а затем перемещалось на за-



**Рис. 1.** Сейсмогеологические разрезы, иллюстрирующие строение осадочного чехла, поведение кровли позднепалеозойских карбонатов (горизонт Ia) и положение клиноформных комплексов в Восточно-Баренцевском мегабассейне. 1 – скважины; 2 – комплексы палеозоя, ограниченные в кровле диахронным горизонтом Ia; 3 – индексы отражающих сейсмических горизонтов; 4 – возраст сейсмокомплексов; 5 – клиноформные комплексы. На врезке – положение сейсмических профилей.



**Рис. 2.** Структурная карта по поверхности (кровле) позднепалеозойских карбонатов (изогипсы отражающего горизонта Ia). Составлена с использованием материалов НИИМоргеофизики, Севморнефтегеофизики, МАГЭ, Арктикморнефтегазразведки (Мурманск, Россия) и Института континентального шельфа (Трондхейм, Норвегия). 1 – область замещения карбонатов терригенными отложениями; 2 – области эрозии или отсутствия позднепалеозойских карбонатов; 3 – положение бровки шельфа в раннем, среднем и позднем триасе.

пад и к концу артинского времени–началу кунгура охватило практически весь Баренцевский регион. Совокупность геодинамических обстановок привела к тому, что указанные события протекали на фоне “скользящей” во времени и латерально регрессивной фазы.

Еще одна особенность строения кровли позднепалеозойских карбонатов состоит в том, что под впадинами Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской и Святой Анны на сейсмических разрезах не наблюдается четкой корреляции горизонта Ia, и он перестает проследиваться как рефлектор, связанный с поверхностью карбонатного комплекса. В этих погруженных зонах бассейнов на сейсмических разрезах просматривается сложная картина строения отложений, залегающих в подошвенной части пермско-триасовых терригенных обра-

зований, явное наличие разноуровневых блоков, в том числе ротационных. Сбросовая тектоника проявляется на многих разрезах в бортовых и прибортовых зонах бассейнов со ступенчатым смещением горизонта Ia (рис. 1), но в их наиболее глубоких, центральных, районах эти процессы проявились гораздо интенсивнее. В связи с этим представляется, что отложения, с кровлей которых здесь ассоциируется фрагментарный псевдоопорный рефлектор, соотносимый с горизонтом Ia, вероятнее всего, имеют не карбонатный состав, а представлены синрифтовыми терригенными сериями начальной (позднепермской) стадии развития осевой зоны рифтогенной структуры.

В Восточно-Баренцевском мегабассейне, окруженном шельфовой карбонатной платформой с рифовыми постройками, стартовые (подготов-

ленные) глубины для позднепермско-раннетриасового осадконакопления, судя по закартированным сейсморазведкой проградационным склоновым клиноформным комплексам, налегающим на размытую поверхность позднепалеозойских карбонатов (рис. 1), варьировали от 1.0–1.5 до, возможно, 3.0–3.5 км [5, 7, 8]. По стратиграфическому уровню и тектонической позиции указанные клиноформные тела сопоставимы с комплексами бокового наращивания Верхоянской пассивной окраины Сибирского кратона [9]. В Баренцевом море развитие клиноформных комплексов устанавливается по периметру Восточно-Баренцевского мегабассейна на бортовых и прибортовых склонах: в пограничной зоне между Печорской плитой и Южно-Баренцевской впадиной (Куренцовская структурная терраса); к западу от Канинского выступа; на участке, прилегающем с севера к Кольскому шельфу; к востоку от поднятий Северо-Кильдинского и Ферсмана; на Финмаркенском шельфе Норвегии, обращенном к Нордкапскому прогибу; на участках впадин Северо-Баренцевской и Святой Анны, прилегающих к северной оконечности Новой Земли [5, 7]. Кроме того, на юге последней отложения кармакульской серии, мощностью 1.5–2.0 км, представлены образованиями “грязевых потоков” – типично склоновой терригенной фации с клиноформами. Зона их распространения располагается поперек Южного острова Новоземельского архипелага и продолжает проградационные комплексы юго-востока Южно-Баренцевской впадины [7]. Следует заметить, что в подошве осадочного чехла Южно-Карской впадины на сейсмических разрезах также выделяются комплексы склоновых отложений, проградировавших в глубокую часть формировавшегося пермско-триасового бассейна с перекрестной рифтовой системой в основании [6].

Таким образом, в позднепермское время и в начале триаса в преимущественном режиме крупного регрессивного цикла интенсивный снос терригенного материала происходил с Балтийского щита (Кольский полуостров), Канинского поднятия, Палеоурала транзитом через Тимано-Печорскую область и ее нынешнее подводное продолжение, зоны Центрально-Баренцевских поднятий (с запада) и с отдельных районов Новоземельской области (с востока). Мощный поток всех этих осадков сгружался в прогибающуюся опережающими темпами Восточно-Баренцевскую мегадепрессию в условиях первоначально относительно глубоководного бассейна с некомпенсированным осадконакоплением.

Активизация тектонических процессов, контрастно дифференцированный рельеф, специфический характер седиментации в рассматриваемый период обусловили формирование сложно построенного разреза отложений. Поэтому на большей части региона осадки терригенной перми не отли-

чаются от триасовых, составляя вместе комплекс однотипных пестроцветных песчано-глинистых образований. И лишь на южной и юго-восточной периферии Южно-Баренцевского бассейна по угловому несогласию можно судить об обособлении триаса на уровне неоднозначно прослеживаемого горизонта I, коррелируемого с кровлей верхней перми–подошвой триаса.

Образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая в депоцентре Восточно-Баренцевского мегабассейна 7–8 км. На сложную фациальную картину триасовых отложений на сейсмических разрезах указывают частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов. Вместе с тем как в верхнепермском, так и триасовом диапазонах разреза фиксируется появление на разных стратиграфических уровнях границ (так называемой серии “аномальных” горизонтов), образ которых резко отличается от всех других рефлекторов. На природу этих горизонтов существуют две основные точки зрения. Одна предполагает экзогенную обусловленность данных границ, связанных с поверхностями сложного эрозивно-тектонического палеорельефа [7]. Вторая объясняет происхождение аномальных горизонтов эндогенными причинами, т. е. наличием в разрезе магматических тел базальтоидного состава (пластообразных интрузивов и эффузивов) [5, 10]. Важно подчеркнуть, что ареал аномальных рефлекторов, прослеживаемый из Южно-Баренцевской впадины вплоть до архипелага Земля Франца-Иосифа и впадины Святой Анны, в плане достаточно определенно совпадает с областью отсутствия (прекращения корреляции) горизонта Ia (или с “зиянием” в кровле палеозойских карбонатов) в Восточно-Баренцевском мегабассейне (рис. 2). Представляется, что эта особенность тектоники, наряду с другими доводами, обосновываемыми здесь магматическую природу аномалиеобразующих объектов в осадочном чехле, служит дополнительным подтверждением рифтогенного разрыва толщи палеозойских карбонатов, сопровождавшегося поступлением через образовавшуюся брешь базитовой магмы. Наблюдаемые на сейсмических разрезах аномальные горизонты, расположенные в интервале верхней перми–нижнего триаса, корреспондируются с установленными на восточной бортовой зоне Восточно-Баренцевского мегабассейна прослоями и горизонтами вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего–основного состава. В обнажениях пород запада Новой Земли и в разрезе морской скважины Адмиралтейская они залегают в терригенных отложениях верхней перми–нижнего триаса [5, 7]. Аналогичные слои пирокластов в индских образованиях развиты на востоке Таймыра и прилегающем шельфе моря Лаптевых. Синхронный траппо-

вый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротайхинской впадины, где возраст базальтов определен рубидий-стронциевым методом [11, 12], а также в районах Свальбарда, Земли Франца-Иосифа [5], Таймыра, западного побережья Байдарацкой губы, Енисей-Хатангского прогиба. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной.

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь–ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектоно-магматической активизации проявлялись и далее в триасе. С учетом всего изложенного общая продолжительность рассматриваемого этапа рифтогенной активизации составляла 25–30 млн. лет [5]. Почти идентичную оценку для типичных случаев развития рифтовых структур – 20–35 млн. лет – приводит Ю.Г. Леонов [13].

Одновременно имел место и анорогенный субщелочной гранитоидный магматизм на Таймыре [14], фиксирующий всплеск финальной фазы тектоно-геодинамического преобразования Южно-Таймырской зоны.

Изложенное указывает на то, что рассматриваемый этап развития Баренцево-Карской окраины, характеризующийся исключительно базальтоидным магматизмом, проявившимся в различных структурно-тектонических условиях, проходил синхронно с коллизионными процессами (или их завершающимися фазами) в пределах Таймыра и Урала.

В палеогеографическом отношении в крупнейших бассейнах окраины на данном этапе отмечается постепенный переход от некомпенсированного осадконакопления к компенсированному, представленному прибрежно-морскими, мелководными, озерно-болотными и субконтинентальными фациями в среднем и позднем триасе. При этом по мере заполнения Восточно-Баренцево-Карского мегабассейна область морской седиментации оттеснялась к северу и северо-западу в соответствии с фазами усиления воздымания на юго-востоке региона. Эта тенденция прерывалась кратковременными трансгрессиями и ингрессиями моря. В целом же общий стиль смены палеогеографических обстановок [7, 15] был обусловлен рекуррентными трансгрессивными и регрессивными событиями, протекавшими на фоне отступления моря и обмеления региона. Судя по всему к северу или к северо-западу от окраины располагался протяженный заливобразный глубоководный (океанический?) водосборный бассейн. Этот палеоокеанический бассейн мог достигнуть максимального влияния на Баренцевскую окраину в позднепермско-раннетриасовую эпоху ее рифтогенной деструкции с учетом закономерных связей в эволюции океанов и континентов, обусловленных проявлением об-

щей периодичности глубинных геодинамических процессов, как это показано В.Е. Хаиным [1].

Вместе с тем становится очевидным и то, что в поздней перми–раннем триасе Баренцево-Карская окраина развивалась в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга, и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион находился в поле влияния суперплума, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы, проникавшие в земную кору [3], на разном расстоянии от его гипоцентра.

Однако парадоксальность ситуации заключается в синхронном и смежном проявлении в Северной Евразии диаметрально противоположных процессов, их наложении и взаимодействии, т.е. по сути интерференции. С одной стороны, шла аккреция континентальной коры (коллизия в Уральской и Южно-Таймырской зонах), а с другой – происходила ее широкомасштабная рифтогенная деструкция (в том числе и образование грабенов с щелочно-ультраосновным магматизмом в виде лампроитов в пределах самого Урала вдоль Главного глубинного разлома [12 и др.]). При этом в плане пояса деструкции расположились в два концентрических эшелона – ближний и дальний – по отношению к мегасводу, созданному Северо-Азиатским суперплумом. В первый из них попали бассейны Западно-Сибирский, Южно-Карский, Енисей-Хатангский. Во втором поясе, отделенном от первого Уралом и его затухающим разломно-шовным продолжением, разместились Тимано-Печорский и Восточно-Баренцевский бассейны. Такая расстановка не исключает, что последний бассейн имел какое-то распространение в районы, располагавшиеся на месте современной глубоководной области Северного Ледовитого океана. И поэтому в условиях интерференции геодинамических режимов трактовка какой-либо из моделей развития рифтинга (пассивного или активного) представляется все же весьма проблематичной [13].

Изложенное позволяет заключить, что рассмотренный временной отрезок резко контрастной тектоно-магматической активизации арктической периферии Северной Евразии по размаху и амплитуде протекающих здесь процессов и вовлеченного в них объема земного вещества является не только поворотной вехой в развитии окраины. Это главенствующий этап в становлении аномального облика Восточно-Баренцево-Карского и Южно-Карского бассейнов с их мощнейшим осадочным выполнением и редуцированной земной корой [5, 7, 10]. С этого переломного для геологической истории региона момента его стабилизированный до этого режим приобретает явные черты подвижности. Высокая скорость погруже-

ния и некомпенсированное осадконакопление сопровождаются базитовым магматизмом и смещением депоцентров. Эта подвижность зафиксирована в диахронности сейсмических горизонтов, отражающих миграцию во времени и пространстве фациальных обстановок и свидетельствующих об отсутствии отчетливых латеральных границ между отложениями, сформировавшимися в данных обстановках.

Сложившаяся в ходе эволюционных разнонаправленных тектоно-геодинамических преобразований в позднепермско-раннетриасовое время результирующая интерференционная картина строения арктической периферии Евразии, ее Баренцево-Карской окраины свидетельствует о завершении основных процессов аккреции и, практически одновременном в геологическом масштабе времени, скачке к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи. За ним последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса–начале юры этому предшествовали геодинамические события [6], являющиеся по существу последней и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

Работа подготовлена в рамках выполнения проекта РФФИ (грант 02–05–64365).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. В сб.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М.: Науч. мир, 2001. С. 403–424.
2. Милановский Е.Е. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. В. 5. С. 30–38.
3. Добрецов Н.Л. // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 216–219.
4. Nikishin A.M., Ziegler P.E., Abbot D. et al. // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 3–39.
5. Шупилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
6. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шупилов Э.В. // ДАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
7. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1987. 263 с.
8. Коротаев М.В., Никишин А.М., Шупилов Э.В. и др. // ДАН. 1998. Т. 359. № 5. С. 654–658.
9. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1 : 2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутр. морей РАН, 1998. 127 с.
10. Шупилов Э.В., Моссур А.П. // *Геотектоника*. 1990. № 1. С. 90–97.
11. Андреичев В.Л. В сб.: *Геология европейского севера России*. Сыктывкар, 1998. В. 2. С. 53–60.
12. Тимонин Н.И. Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 240 с.
13. Леонов Ю.Г. // *Гетектоника*. 2001. № 2. С. 3–16.
14. Верниковский В.А., Пиш В.Л., Верниковская А.Е. и др. // ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 87–93.
15. Gading M. Triassic Evolution in the Barents Sea, Norwegian and Russian Sectors: a Seismic and Sequence Stratigraphic Approach. Doctor Ingenioravhandling. Trondheim: Inst. Geol. og Bergteknikk, 1993. 235 p.