

---

---

# ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР

---

---

УДК 551.24

DOI 10.29003/m3549.0514-7468.2023\_45\_3/324-340

## ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА ЮЖНО-КАРСКОГО БАССЕЙНА

Ю.И. Галушкин\*

*Рассмотрена схема формирования осадочной толщи Южно-Карского бассейна, которая в дальнейшем может быть использована для численной реконструкции его термической истории. Схема построена на основании анализа информации по строению и геологической истории Баренцево-Карского региона, опубликованной в литературе. Эта информация включала интерпретируемый сейсмический профиль, секущий изучаемый район, данные бурения четырёх скважин, расположенных вдоль профиля, измерения теплового потока и глубинных температур в бассейне. Предложенная схема рассматривает формирование бассейна как ряд этапов осадконакопления с различным сочетанием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников и отложение осадков в мелу и палеогене с их последующей эрозией в миоцене. Амплитуда эрозии оценивается по наблюдаемому изменению пористости осадочных пород с глубиной. Начальный тепловой поток в такой модели должен соответствовать потоку современных осевых зон континентального рифтогенеза или быть ниже его для площадей, удалённых от соответствующих отрезков позднепермско-раннетриасовой системы континентального рифтинга.*

**Ключевые слова:** Южно-Карский бассейн, осадочный чехол, эрозия, граница МОХО.

**Ссылка для цитирования:** Галушкин Ю.И. Формирование осадочного покрова Южно-Карского бассейна // Жизнь Земли. Т. 45, № 3. С. 324–340. DOI: 10.29003/m3549.0514-7468.2023\_45\_3/324-340.

Поступила 08.07.2023 / Принята к публикации 06.09.2023

## FORMATION OF THE SEDIMENTARY COVER OF THE SOUTH KARA BASIN

Yu.I. Galushkin, Dr. Sci (Technical)

Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

*A scheme of formation of the sedimentary blanket of the South Kara basin is considered, which can further be used for numerical reconstruction of its thermal history.*

---

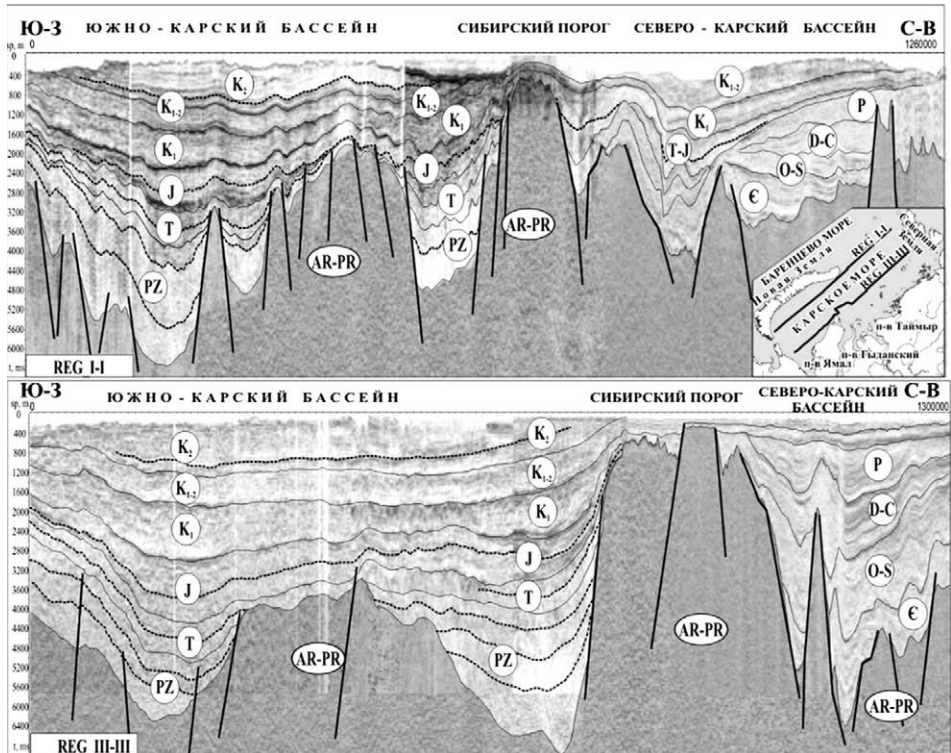
\* Галушкин Юрий Иванович – д.т.н., в.н.с. Музея землеведения МГУ, [yu\\_gal@mail.ru](mailto:yu_gal@mail.ru).

The scheme is based on our analysis of the literature information on the structure and geological history of the Barents–Kara region. This information included an interpreted seismic profile crossing the studied area, drilling data from four wells located along the profile (the University, Rusanov, Leningrad and Kharasavey ones), measurements of the heat flow and deep temperatures in the basin. The proposed scheme considers the formation of the basin as a series of sedimentation stages with various combinations of clay shales, siltstones and sandstones and sedimentation in the Cretaceous and Paleogene with their subsequent erosion in the Miocene. The erosion amplitude is estimated by the observed change in the porosity of sedimentary rocks with depth. The initial heat flow in such a model should correspond to the flow of modern axial zones of continental rifting or be lower for the areas remote from the corresponding segments of the Late Permian–Early Triassic continental rifting system.

**Keywords:** South Kara basin, sedimentary cover, erosion, Moho boundary.

**For citation:** Galushkin, Yu. I., “Formation of the sedimentary cover of the South Kara basin” // *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] **45**, no 3, 324–340 (2023) (in Russ., abstr. in Engl.). DOI: 10.29003/m3549.0514-7468.2023\_45\_3/324-340.

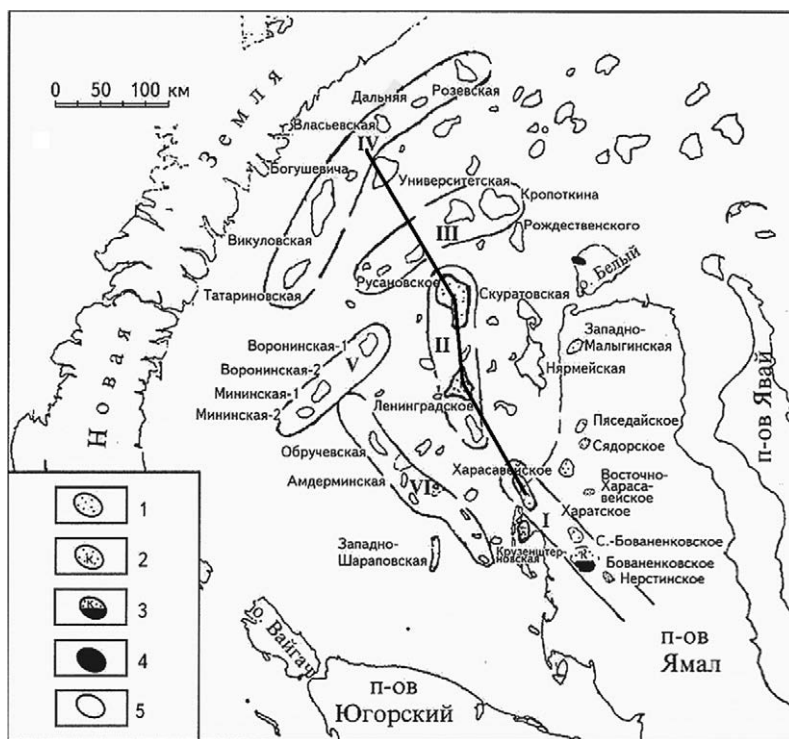
**Введение.** На шельфе Карского моря выделяются два осадочных бассейна: Южно-Карский и Северо-Карский, разделённые Северо-Сибирским порогом – крупным эрозионно-тектоническим выступом архейско-протерозойского фундамента (рис. 1).



**Рис. 1.** Сейсмические разрезы по профилям, проходящим по линии Южно-Карский бассейн – Сибирский порог – Северо-Карский бассейн (по [9]).

**Fig. 1.** Seismic sections on profiles passing along the line “South Kara basin – Siberian threshold – North Kara basin” (according to Ref. [9]).

Южно-Карский бассейн является северным окончанием Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. По запасам углеводородов исследуемый район относится к наиболее перспективным арктическим районам России. Современные оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов привлекают численные реконструкции термической истории осадочных бассейнов в рамках компьютерных систем моделирования. Эти реконструкции используют исходную базу данных, необходимую для решения уравнений теплопереноса в пористой среде. Такая база данных включает, прежде всего, описание современного разреза бассейна, т. е. мощности и возраста осадочных слоёв, оценку амплитуд эрозии, длительности периодов эрозии и перерывов в осадконакоплении, петрофизические характеристики пород осадочной толщи и фундамента. В настоящей статье данные геолого-геофизического изучения Карско-Баренцевоморского региона используются для построения базы данных, применяемой в численном моделировании истории погружения и эволюции термического режима литосферы Южно-Карского бассейна. Рассматриваются площади бассейна, расположенные вдоль сейсмического разреза, пересекающего Викуловский мегавал, скв. Университетскую, Кропоткинский мегавал, месторождения Русановское и Ленинградское (на Русановском мегавале) и



**Рис. 2.** Схема тектонических структур на шельфе Карского моря (по [10] с небольшими изменениями). Мегавалы: I – Нурминский; II – Русановский; III – Кропоткинский; IV – Викуловский; V – Воронинский; VI – Обручевский. Месторождения: 1 – газовые; 2 – газоконденсатные; 3 – нефтегазоконденсатные; 4 – нефтяные; 5 – выявленные структуры.

**Fig. 2.** Diagram of tectonic structures on the Kara Sea shelf (according to Ref. [10] with minor changes). Megaswells: I – Nurminsky; II – Rusanovsky; III – Kropotkinsky; IV – Vikulovsky; V – Voroninsky; VI – Obruchevsky. Deposits: 1 – gas; 2 – gas condensate; 3 – oil and gas condensate; 4 – oil; 5 – revealed structures.

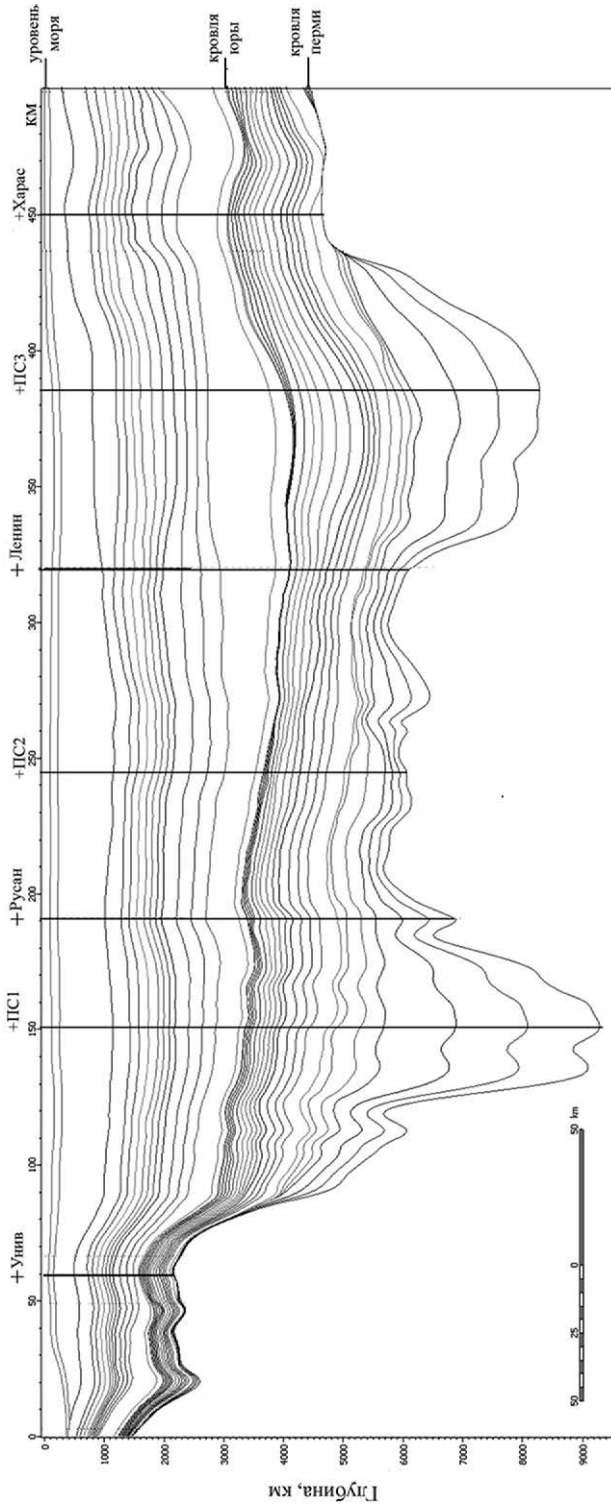


Рис. 3. Сейсмический разрез осадочной толщи Южно-Карского бассейна по профилю, проходящему через Викуловский мегавал, скв. У ниверситетская, Кропоткинский мегавал, месторождения Русановское и Ленинградское на Русановском мегаале и через Харасвейское месторождение на Нурминском мегаале (рис. 2). Сверху отмечено положение моделируемых скважин: Унив – У ниверситетская, Русан – Русановская, Ленин – Ленинградская, Харас – Харасвейская и псевдскважин (ПС1, ПС2 и ПС3) на профиле.

Fig. 3. Seismic section of the sedimentary strata of the South Kara basin along the profile passing through the Vikulovsky megaswell, the Universitetskaya well, the Kropotkinsky megaswell, the Rusanovskoye and Leningradskoye fields on the Rusanovsky megaswell and the Kharasaveyskoye field on the Nurminsky megaswell (Fig. 2). The positions of the simulated wells (Univ – Universitetskaya, Rusan – Rusanovskaya, Lenin – Leningradskaya and Kharasaveyskaya) and pseudo-wells (PS1, PS2, and PS3) are marked above the profile.

Харасавейское месторождение на Нурминском мегавале (рис. 2, 3). Сейсмический профиль проходит через четыре скважины (Университетская, Русановская, Ленинградская и Харасавейская) и три псевдоскважины (ПС1, ПС2 и ПС3). В статье обсуждается геологическая и тектоническая обстановка формирования осадочного чехла Южно-Карской впадины и её фундамента, рассматривается палеогеографическая обстановка отложения основных осадочных формаций бассейна. Глубины, времена отложения и литологический состав пород осадочных разрезов семи скважин и псевдоскважин, составляющие основную часть базы данных, необходимую для 1D моделирования термической истории литосферы изучаемых площадей Южно-Карского бассейна, представлены в **таблице**. Последняя основана на интерпретации современного сейсмического разреза на рис. 2 и 3, а также на информации, полученной при изучении геологической истории района и бурении скважин.

**Таблица.** Этапы формирования осадочного разреза Южно-Карского бассейна для семи площадей вдоль сейсмического профиля IV–I на рис. 2, 3

**Table.** Formation stages of the sedimentary blanket in the South Kara basin for seven areas along the IV–I seismic profile in Figs 2, 3

№	Возраст, млн лет	литология			Глубина основания слоя, км						
		гл	ал	пс	Унив	ПС1	Русан	ПС2	Ленин	ПС3	Харас
1	250–232	1,00	0,00	0,00		9,150	6,837	6,000	6,100	8,150	
2	232–211	0,00	0,70	0,30	2,147*	8,000	6,377	5,850	5,815	7,500	
3	211–203	0,00	0,70	0,30		6,700	5,917	5,700	5,530	6,700	
4	203–194	1,00	0,00	0,00		5,600	5,452	5,550	5,242	5,900	
5	194–192,3	0,40	0,60	0,00		5,343	5,212	5,280	5,093	5,750	
6	192,3–189	1,00	0,00	0,00		5,098	4,967	5,000	4,941	5,600	4,640
7	189–185	0,57	0,13	0,30	1,849*	4,295	4,217	4,370	4,476	5,200	4,054
8	185–180	1,00	0,00	0,00		4,017	3,957	3,970	4,315	4,900	3,808
9	180–145,5	1,00	0,00	0,00	1,658*	3,782	3,737	3,820	4,178	4,600	3,521
10	145,5–120	0,60	0,40	0,00	1,479*	3,320	3,305	3,600	3,910	3,900	3,055
11	120–119	1,00	0,00	0,00		2,800	2,605	2,950	2,850	2,700	2,187
12	119–118	0,00	0,30	0,70	1,295*	2,550	2,357	2,650	2,600	2,500	1,940
13	118–116	0,00	0,00	1,00		2,320	2,110	2,350	2,200	2,300	1,694
14	116–106	0,50	0,15	0,35	1,061*	2,100	1,862	2,020	1,900	2,000	1,448
15	106–100	0,55	0,00	0,45		1,900	1,664	1,780	1,660	1,600	1,231
16	100–97,5	0,00	0,00	1,00	0,808	1,700	1,444	1,540	1,394	1,200	0,994
17	97,5–79	0,60	0,40	0,00	0,644*	1,500	1,201	1,300	1,100	1,050	0,735
18	79–25	0,60	0,40	0,00	0,411	1,100	0,927	1,100	0,900	0,600	0,333
19	25–3,5	эрозия			0,5–1,0	0,5–0,8	0,5–0,8	0,5–0,8	0,5–0,8	0,5–0,8	0,4–0,6
20	3,5–1,81	перерыв			перерыв						
21	1,81–0,0	0,60	0,40	0,00	0,085	0,132	0,132	0,132	0,132	0,160	0,083

*Примечание:* Используются сокращения: Унив – Университетская, Русан – Русановская, Ленин – Ленинградская, Харас – Харасавейская, ПС – псевдоскважины; гл – глинистые сланцы, ал – алевролиты, пс – песчаник. В разрезах Университетской скважины литология пород в слоях, глубины основания которых отмечены звездочкой, отлична от указанной в табл. Для этой скважины содержание глинистых сланцев, алевролитов и песчаников равно: 0,70, 0,02, 0,28 для пород возраста 250–189 млн лет, 0,47, 0,37, 0,16 для пород возраста 189–180 млн лет, 0,40, 0,38, 0,22 для пород возраста 180–145 млн лет, 0,85, 0,15, 0,00 для пород возраста 145–119 млн лет, 0,00, 0,15, 0,85 для пород возраста 119–116 млн лет, 0,55, 0,09, 0,36 для пород возраста 116–100 млн лет.

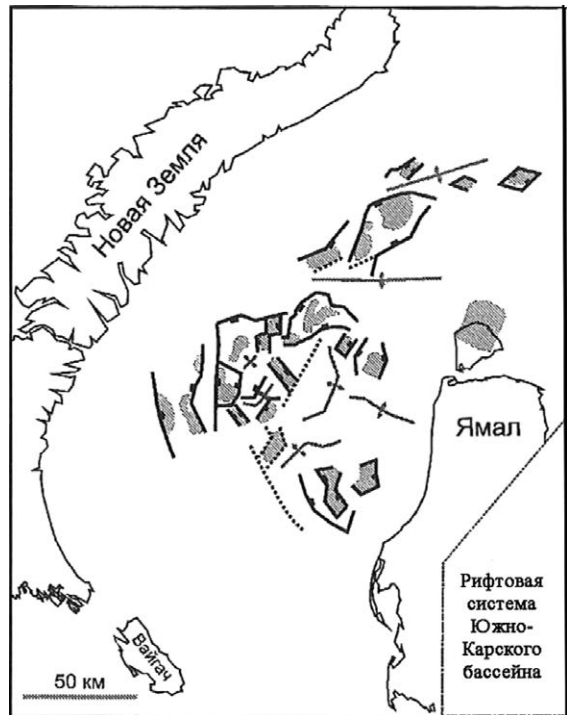


Информация по изменению палеоклиматических условий на поверхности осадочной толщи, необходимая для моделирования термической истории бассейна, обсуждается в отдельной статье.

**Геологическая история района.** Геологическая история Арктического региона подробно рассмотрена в ряде статей [2, 3, 6, 8–11, 13–16]. Основные особенности строения осадочного комплекса рассматриваемого региона авторы этих исследований объясняют преобладанием режима растяжения с многократным повторением процессов рифтогенеза на значительной части геологической истории района (рис. 4; по [14, 16]). К таким особенностям относится, прежде всего, тесное соседство глубоких рифтогенных прогибов, сложенных мощными толщами узкого стратиграфического диапазона с блоками древней стабилизации, в разрезе которых участвует большое число стратиграфических подразделений сравнительно малой мощности (рис. 1; по [16]).

В докембрии в течение почти 780 млн лет Русская плита последовательно мигрировала из приэкваториальной зоны, где она находилась в момент формирования Мезогеи (около 1,0 млрд лет назад), в высокоширотные и приполярные области [12]. В позднем венде – раннем кембрии произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей Русской плиты с Баренцево–Печорской плитой, которая впоследствии была разделена на Баренцевоморскую (Свальбардскую), Северо-Карскую и Печорскую (рис. 5). Именно в данный период впервые сложилась близкая к современному облику структура Восточно-Европейской платформы. При этом к северо-западу от неё ещё существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея [11].

Неравномерное сближение и пододвигание пассивной окраины Восточно-Европейской и Баренцевоморской плит под активную окраину Западно-Сибирской молодой платформы привело к образованию коллизионной структуры Уральской складчатой системы. Эта система формировалась с раннего карбона на юге по ранний триас на севере. Пассивная окраина Северо-Карской плиты при этом была надвинута на Сибирский кратон, образовав Таймырскую складчатую систему [13]. В итоге между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами была сформирована шовная орогенная



**Рис. 4.** Рифтовая система предположительно позднермского – раннетриасового возраста, синхронная с сходной рифтовой системой Западной Сибири, лежит в основании Южно-Карского бассейна (по [11]).

**Fig. 4.** Rift system of presumably the Late Permian – Early Triassic age, synchronous with a similar rift system in Western Siberia, lies at the base of the South Kara basin (according to Ref. [11]).



**Рис. 5.** Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ и прилегающего арктического бассейна в палеозое и раннем мезозое (по [13]): 1 – континентальные терригенные осадки венда, 2 – средне-позднерипейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты, 3 – складчатые образования Североатлантических Каледонид в раннем ордовике – позднем девоне, 4 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и полуострова Таймыр в ранней перми – раннем триасе, 5 – пассивная окраина континента, 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 – трансформный разлом, 9 – контур современной береговой линии.

**Fig. 5.** Paleogeodynamic reconstruction of the northern part of the East European and West Siberian platforms and the adjacent Arctic basin in the Paleozoic and Early Mesozoic (according to Ref. [13]): 1 – continental terrigenous sediments of the Vendian, 2 – middle-Late-Riphean and Vendian sedimentary complexes of the shelf and continental slope of the passive margin of the northeastern part of the Baltic Shield and Russian Plate, 3 – folded formations of the North Atlantic Caledonides in the Early Ordovician – Late Devonian, 4 – folded formation of the Polar Urals, Novaya Zemlya and the Taimyr Peninsula in the Early Permian – Early Triassic, 5 – passive margin of the continent, 6 – generalized movement direction of lithospheric plates, 7 – vectors of stress fields in the continental lithosphere, 8 – transform fault, 9 – modern coastline contour.

структура (Полярный Урал, Пай-Хой, Новая Земля, полуостров Таймыр), имеющая разнонаправленные зоны складчатости (иногда дугообразные вплоть до ориентированных под острым углом одна к другой). В то же самое время Баренцевоморско-Печорская литосферная плита окончательно разделилась на Свальбардскую (Баренцевоморскую), Печорскую и Северо-Карскую плиты (рис. 5; по [13]). Фундамент Южно-Карской плиты, являющейся продолжением Западно-Сибирской платформы, сложен докембрийскими складчатыми образованиями.

В самых общих чертах геодинамическая эволюция Баренцево–Карского региона с палеозоя по кайнозой представлена на схеме (рис. 6; по [3]). Согласно ей, Баренцево–Карский регион в палеозое был внутриконтинентальным морским бассейном, открывавшимся на восток в сторону Уральского палеоокеана. Континентальный склон этого бассейна находился примерно в районе современных островов Новая Земля. Причём на Баренцевской плите располагался мелководный шельф, а на Карской – глубоководный морской (океанический) бассейн (нижний рис. 6). В силуре наиболее глубокий морской бассейн располагался на месте современного Карского моря. Такая ситуация принципиально сохранялась в девоне, карбоне и перми [3].

В результате завершения каледонского и герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещёнными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов (рис. 5). Между ними оказались зажатыми литосферные плиты с гренвилевским фундаментом, к которым можно отнести

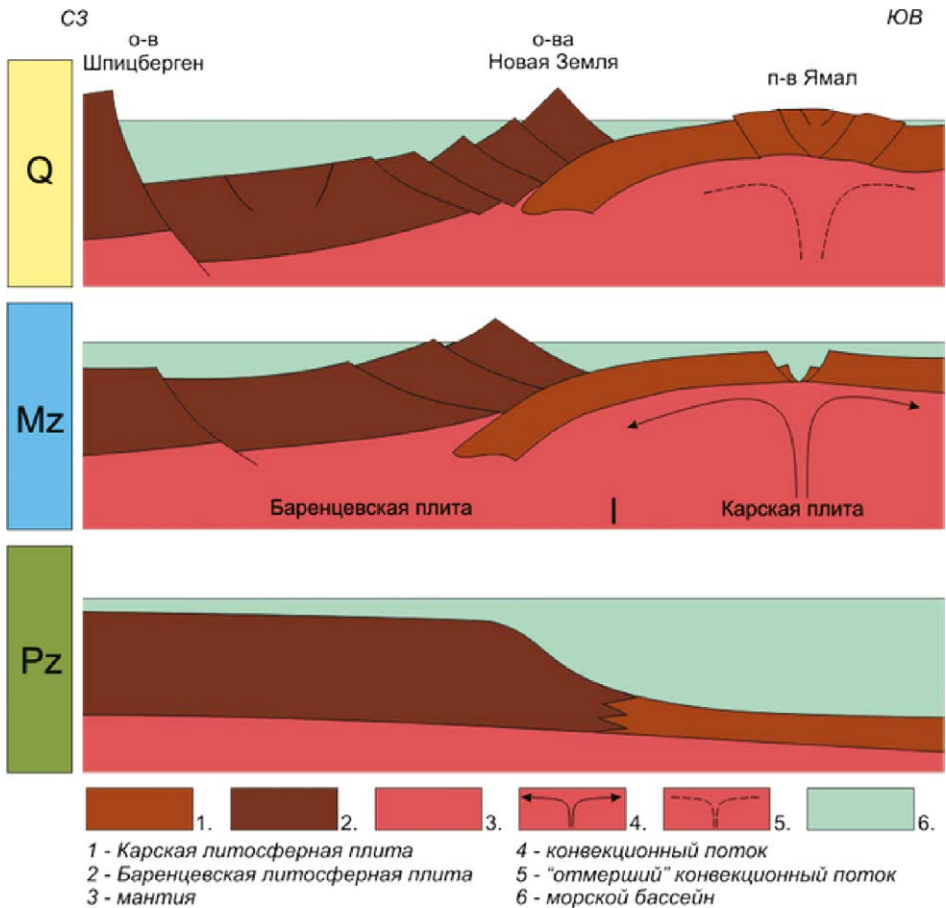


Рис. 6. Принципиальный палеогеодинамический профиль по линии островов Шпицберген – Обская Губа (вне масштаба) (по [3]).

Fig. 6. Principal paleogeodynamic profile along the Svalbard – Ob Bay line (off-scale) (according to Ref. [3]).



Западно-Сибирскую и Баренцевоморско–Печорскую платформы. По-видимому, в это же время был в основном сформирован и крупный Арктический бассейн, основную часть которого занимает Канадская, или Американо-Сибирская котловина [13].

Этапы магматизма, проявившегося в поздней перми – раннем триасе, связывают с формированием суперплюма, активного в обширном районе, простирающемся от Северной Атлантики на западе до плато Путорана на востоке [6]. Это событие сопровождалось закрытием Палеоуральского океана и завершением герцинского этапа тектогенеза. В рассматриваемом регионе магматизм, связанный с суперплюмом, проявился вначале в Котуй–Маймечинском районе, продолжился на Таймырском побережье Карского моря, на плато Путорана, в рифтовых впадинах Западно-Сибирской плиты, в Кузнецком и Челябинском угольных бассейнах и завершился на Таймыре и Карско–Баренцевском шельфе [6, 16, 18]. Появившиеся мантийные плюмы оказали деструктивное воздействие на литосферу Восточной Сибири, Северного и Норвежского морей, Северной Атлантики [3, 13].

Таким образом, в поздней перми – раннем триасе под влиянием Сибирского суперплюма в районе, охватывающем Западно-Сибирскую низменность и Баренцево–Карский шельф, сформировалась крупная трапповая провинция (см. средний рис. 6). Влияние этой тепловой и тектонической активности в мантии проявилось в раскрытии Обского «палеоокеана» в среднем и позднем триасе, когда процесс растяжения литосферы имел место в течение почти 17 млн лет. Максимально этот процесс проявился в районе современного полуострова Ямал и Карского моря, где величина раздвижения литосферы достигала 270 км, тогда как к югу, в центральной части современной Западной Сибири, растяжение если и было, то в пределах нескольких километров [3]. Структуры растяжения, сформированные в пределах современной Западно-Сибирской низменности в триасовое время, не являлись участками молодого океана, как предполагалось в [1], а, скорее всего, были межконтинентальными морскими бассейнами рифтогенного типа, глубоко вдававшимися в сушу. Растяжение литосферы в них остановилось на стадии морского рифта [3].

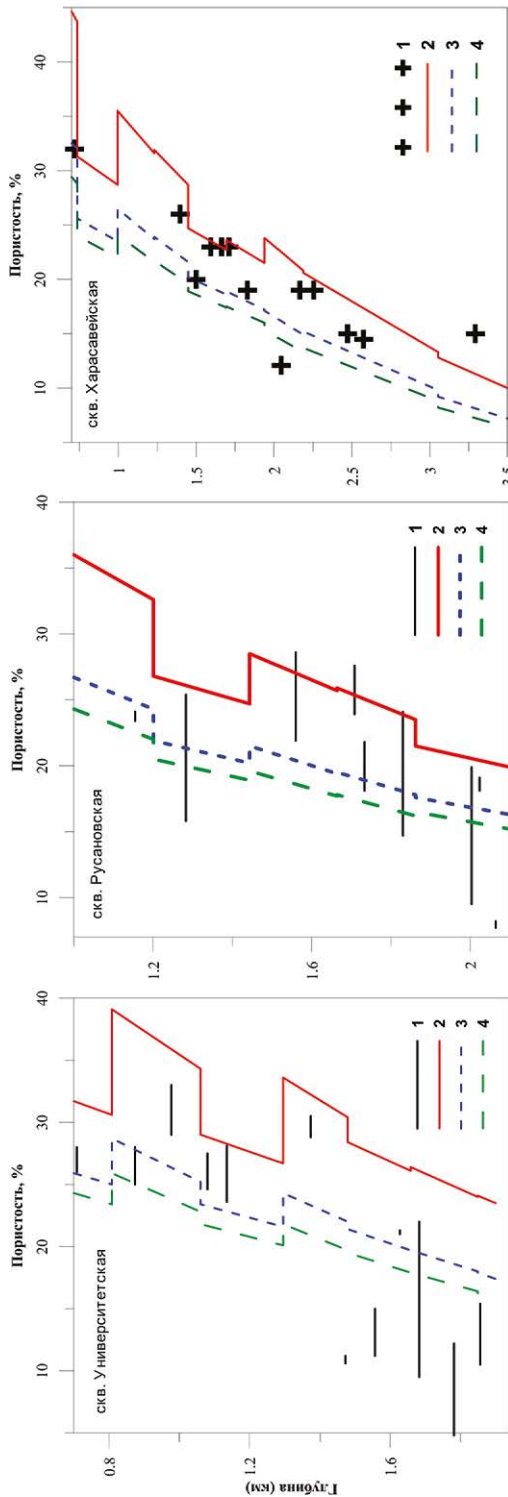
В триасе произошла принципиальная смена обстановок в осадконакоплении. На месте современного Карского моря и Новой Земли появились приливно-отливная зона и участки суши. Большое количество вулканитов, встречающихся в континентальных отложениях триаса (в обнажениях на островах Новой Земли), говорит об активной вулканической деятельности в тот период времени [3]. К северо-западу от Новой Земли континентальные отложения триаса теперь сменяются морскими осадками внутреннего шельфа, а далее более глубоководными образованиями внешнего шельфа. Палеозойский мелководный внутренний шельф с глубиной воды до 50 м в районе о-ва Шпицберген преобразуется в мезозое в средний шельф с глубиной воды до 200 м. Такая обстановка, сопровождавшаяся расширением и ростом Новоземельской суши, принципиально не менялась в течение юры и раннего мела. При этом тектоническое поднятие территории современного Карского моря и Новой Земли привело к активному размыву ранее накопленных отложений. Традиционно считается, что Новая Земля – это инверсионный ороген, сформировавшийся в раннем мезозое [3]. Обширный прогиб, на месте которого образовалось складчатое сооружение, заложился в рифее, а инверсия произошла в период времени от триаса до мела [14]. Тенденция к воздыманию исследуемого региона сохранилась и в меловое время [3].

В кайнозойскую эру резко выросла и окончательно сформировалась система островов Новая Земля, с высотами гор более 1000 м (верхний рис. 6). На границе с Карским

морем образовался относительно глубоководный морской прогиб с глубинами моря более 400 м, вытянутый вдоль Новой Земли. Возникло пологое поднятие полуострова Ямал. На западе региона появилась сравнительно высокогорная суша островов Шпицберген с отметками рельефа более 1500 м. Ряд исследователей отмечают, что процессы растяжения литосферы в районе современного полуострова Ямал и Карского моря могли привести к возникновению ограниченной субдукции (начального пододвигания) на границах Баренцевской и Карской плит ([3]; средний рис. 6). В течение большей части мезозоя под край Баренцевской плиты заглаблялась более тонкая Карская литосфера. Полагают, что это могло сопровождаться вулканизмом, по крайней мере, в триасовый период. Тогда на месте современной Новой Земли в триасе существовала активная окраина континента с характерным вулканизмом. Заглубление Карской плиты привело к воздыманию восточного края Баренцевской плиты, который оказался расколотым на ряд косопадających блоков по системе листрических сбросов. Один из таких блоков образовал о-ва Новой Земли, а другой, более погружённый западный блок – Адмиралтейский вал [3]. Современный, сравнительно глубоководный прогиб, вытянутый вдоль западной окраины Новой Земли, трактуется тогда как мезозойский глубоководный жёлоб, «засыпанный» кайнозойскими осадками и сохранившийся в современном рельефе дна Карского моря ([3]; верхний рис. 6).

Южно-Карский и Западно-Сибирский бассейны продолжали прогибаться с палеоцена по миоцен, как и в течение большей части мезозоя. Однако в позднем олигоцене, начале миоцена (25–20 млн лет тому назад) режим погружения Западно-Сибирского осадочного бассейна сменился на режим воздымания и размыва палеогеновых и, частично, меловых отложений, который продолжался в течение почти всего неогена [8]. Амплитуда размыва была максимальной в северо-западной части Припайхой-Новоземельской депрессии и в северной части Предъенисейской депрессии, где мощности эродированных пород могли превышать 1100 м. Такие глубокие размывы могли затронуть туронский флюидоупор и привести к нарушению скоплений углеводородов [8]. К сожалению, для рассматриваемых площадей сейсмического профиля (см. рис. 3) надёжные оценки амплитуд эрозии отсутствуют. Известно, что эрозия палеогеновых и меловых отложений затронула все площади от Широкого Приобья до Карского моря, причём амплитуды эрозии оцениваются в 150 м в районе Широкого Приобья, 300–350 м в районе Уренгоя и достигают 700 м в осадочном разрезе Бованенковского месторождения на юго-западе полуострова Ямал. Палеоклиматические условия в Южно-Карском бассейне налагают ограничения на формирование мощных ледниковых щитов с толщиной более 1000 м за последние 3,5 млн лет. Тогда, имея в виду ограниченную нагрузку на осадочный покров от вероятного ледникового щита, можно использовать измерения пористости пород палеоцен-мелового комплекса для грубой оценки амплитуд эрозии на рассматриваемых площадях бассейна.

На **рис. 7** пористости пород, измеренные в осадочных разрезах Университетской, Русановской и Харасавейской скважин, отмечены символами или отрезками линий (1). Они сравниваются со значениями пористости, вычисленными в соответствующем интервале глубин для смесей пород, указанных в табл. Вычисления пористости проводились с использованием стандартных (среднемировых) параметров уплотнения глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (см., например, [4]). Расчёты проводились для трёх вариантов эволюции осадочного разреза: без эрозии осадочного чехла (кривые 2) и с эрозией 600 (кривые 3) и 800 м (кривые 4) палеоген–меловых осадков в миоцен–плиоценовое время (табл.). При этом рассчитанные кривые представляли полную пористость пород,



**Рис. 7.** Сравнение пористости пород, измеренной в осадочных разрезах Университетской, Русановской и Харасавейской скважин (линейные отрезки и символы 1), со значениями, рассчитанными в соответствующих интервалах глубин для смесей пород, указанных в табл., и со стандартными (среднемировыми) параметрами уплотнения глинистых сланцев, алевролитов и песчаников (см., например, [4]). Кривые 2, 3, 4 – распределение пористости пород с глубиной, рассчитанные в вариантах без эрозии осадочного чехла (2) и в вариантах с эрозией 600 (3) и 800 (4) м палеоген–меловых осадков в миоцен–плиоценовое время (табл.).

**Fig. 7.** Comparison of the rock porosities measured in sedimentary sections of the Universitetskaya, Rusanovskaya and Kharasaveyskaya wells (linear segments and symbols 1) with the values calculated in the corresponding depth intervals for the mixtures of rocks indicated in Table and with the standard (world average) compaction parameters of shales, siltstones and sandstones (see, for example, Ref. [4]). Curves 2, 3, and 4 are the porosity distribution of rocks with depth, calculated in variants without erosion of the sedimentary cover (2) and with erosion of 600 (3) and 800 (4) m of Paleogene–Cretaceous sediments in the Miocene–Pliocene (Table).

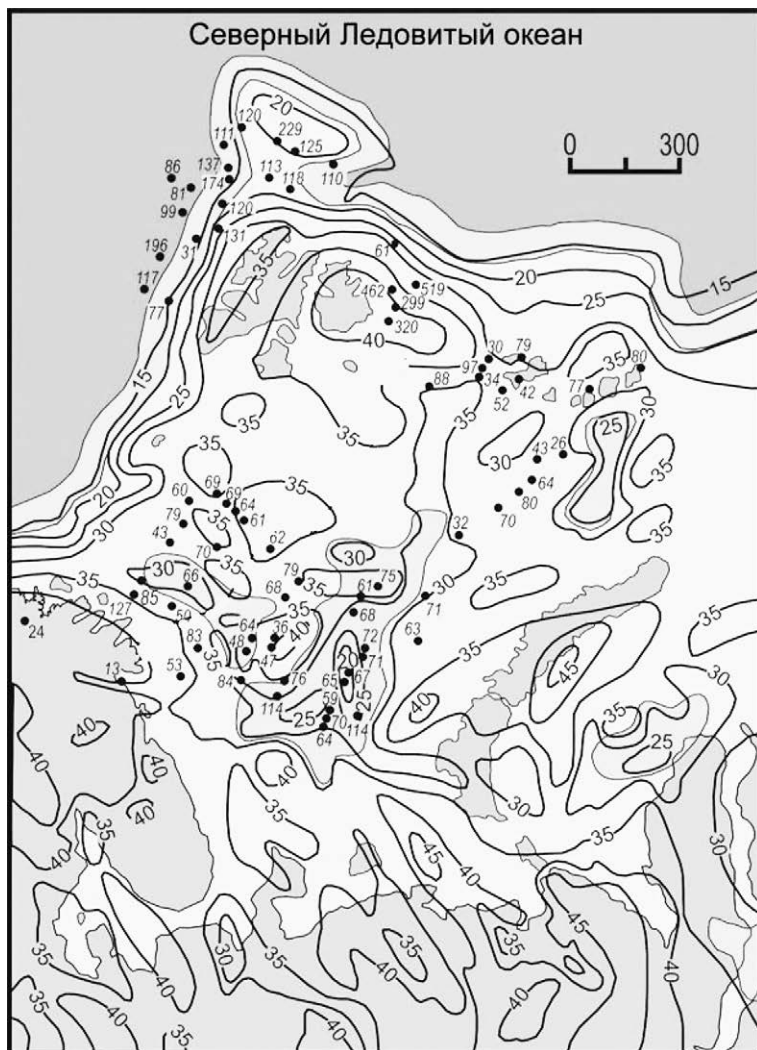
включавшую открытые и замкнутые поры, тогда как информация о типе измеренной пористости, показанной на рис. 7, или об ошибках её измерения в литературе отсутствует. По этой причине возможна лишь грубая оценка амплитуд эрозии по измеренным значениям пористости. Приведённые на рис. 7 сравнения говорят в пользу амплитуды 0,5–1,0 км для разреза Университетской скв., 0,5–0,8 для Русановской и 0,4–0,6 км для Харасавейской площади. Тем самым моделирование с амплитудами эрозии 0,4–1,0 км в миоцен–плиоцене должно покрывать весь интервал возможных амплитуд эрозии для рассматриваемых площадей на профиле рис. 2, 3.

В середине плиоцена начался этап, связанный с резким похолоданием климата около 3,5 млн лет тому назад в Северном полушарии, формированием многолетнемёрзлых пород и мощных ледовых покровов. Это событие сказалось на температурном режиме осадочного чехла. К концу позднего плейстоцена сформировались большие мощности мёрзлых толщ (до 1000–1500 м). Температуры грунтов были ниже современных на 8–10 °С. Даже на глубинах 2–3 км температура пород в осадочном чехле снизилась по сравнению с предплиоценовыми значениями на 15–20 °С (см., например, [4]). Снижение температуры поровых вод в осадочном чехле, особенно в апт-альб-сеноманском комплексе, привело к уменьшению растворимости углеводородных газов в воде и выделению в свободную фазу новых порций газа, растворённого в воде. Этот газ мог аккумуляроваться в ловушки в результате латеральной и вертикальной миграции [9].

#### **Мощность земной коры и осадочного покрова Баренцево–Карского региона.**

Реконструкции термической истории бассейна, проводимые в рамках 1D системы моделирования бассейнов ГАЛО, охватывают историю изменения температурного режима области, включающей осадочную толщу, консолидированную кору и подстилающую мантию бассейна до глубин 100–150 км. Поэтому теплофизические характеристики пород, такие как их плотность, теплопроводность, теплоёмкость и теплогенерация, а также их изменение с глубиной, напрямую участвуют в расчётах температурной истории бассейна. Параметрической скважиной на о. Свердруп, в основании плитного чехла, были вскрыты метаморфические породы венда, а бурение на Новопортовской площади п-ова Ямал показало, что в кровле доюрского фундамента развиты разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитов [5].

Глубины поверхности фундамента (глубина границы палеозойского чехла, границы М), оценённые по сейсмическим данным, показаны на рис. 8. Под депозитом Южно-Карского бассейна граница М поднимается до 25–28 км. Судя по геолого-геофизической модели Енисей–Хатангского прогиба, уменьшение мощности земной коры в осевой части прогиба происходит за счёт резкого сокращения мощности гранитного слоя, вплоть до его исчезновения [14, 15]. Максимальные глубины залегания раздела М (до 38 км) зафиксированы под осью Северо-Сибирского порога (рис. 8). Рельеф фундамента сложно расчленённый: максимальные глубины кровли фундамента (до 13 км) зафиксированы в Южно-Карской впадине, а в районе Северо-Сибирского порога, между двумя поднятиями фундамента, зафиксирована депрессия глубиной до 6 км (рис. 1; [9]). Домезозойский фундамент Южно-Карской впадины погружён на глубины 12–14 км, а в центральной части разделён на несколько приподнятых горстовидных блоков, над которыми суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5–7 км (рис. 1). Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, аналогично Западно-Сибирской рифтовой системе. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценивается в 6–7 км (рис. 1;



**Рис. 8.** Изолинии мощности земной коры Баренцево–Карского шельфа (в км) и значения теплового потока, измеренные в пунктах, отмеченных жирными точками ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ), по [13] с изменениями.

**Fig. 8.** Isolines of the Earth's crust thickness in the Barents–Kara shelf (in km) and the heat flow values measured at the points marked with bold dots (flows in  $\text{mW}/\text{m}^2$ ), according to Ref. [13] with changes.

[15, 16]. Под зонами распространения пермско–триасового синрифтового комплекса поверхность  $M$  максимально приподнята (до 26–28 км), тогда как на периферии плиты эта поверхность залегает на глубинах 32–35 км. Замеры теплового потока в морских скважинах и на Ямале свидетельствуют о повышенных (более 70–75  $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) значениях современного теплового поля над рифтовой системой Южно-Карской впадины, тогда как в бортовых её зонах тепловые потоки снижаются до 50–60  $\text{мВт}/\text{м}^2$  ([16, 17]; рис. 8).

В работе [7] метод сейсмической томографии используется для выделения аномалий скоростей сейсмических волн, связанных с плотностью теплового потока и геодинами-



ческой активностью недр. Авторы приходят к выводу о том, что Западно-Ямальская положительная тепловая аномалия маркирует область повышенной геодинамической активности, пронизаемую для глубинных флюидогазовых потоков. Они считают, что расположение Ямала на приподнятом восточном крыле этой аномальной области способствовало высокой нефтегазоносности этого полуострова. Влияние этой аномалии распространялось также и на прилегающие к ней районы [7].

**Современный осадочный разрез Южно-Карского бассейна.** Согласно [2], до-мезозойский фундамент Южно-Карской впадины погружён на глубины 12–14 км, а в центральной части разделён на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.), над которыми суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5–7 км (рис. 1). Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими перекрёстный структурный план (рис. 4). В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценивается в 6–7 км, причём связь этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них базитового магматизма. Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины свидетельствует о тесной связи со структурами Западно-Сибирской плиты, где рядом скважин (в т. ч. Тюменской сверхглубокой СГ-6) были вскрыты основные эффузивы трапповой формации [8, 16]. Позднепермско-раннетриасовые субщелочные интрузивные породы установлены на юго-западном ограничении Южно-Карской впадины в поле развития Байдарацкого разлома [16].

Детальное представление об истории осадконакопления в Южно-Карской впадине даёт сейсмический разрез на рис. 3, проходящий через Викуловский мегавал, скв. Университетская, Кропоткинский мегавал, месторождения Русановское и Ленинградское (на Русановском мегавале) и Харасавейское месторождение на Нурминском мегавале (рис. 2). На севере Западной Сибири и в южной части Карского моря в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений выделяют пять сейсмогеологических осадочных мегакомплексов: триас-юрский, неокомский (берриас-нижнеаптский), апт-альб-сеноманский, турон-маастрихтский и кайнозойский [9]. Мезозойско-кайнозойский осадочный чехол залегает на палеозойском основании. На большей части Западной Сибири палеозойские отложения подверглись влиянию герцинской складчатости и раннетриасового рифтогенеза. В этих регионах дислоцированные и метаморфизованные палеозойские породы могут быть отнесены к фундаменту ([9]; таблица). На востоке Западно-Сибирского бассейна, на полуострове Гыданский и в Енисей-Хатангском региональном прогибе, под мезозойско-кайнозойскими отложениями залегают неопротерозойско-палеозойские платформенные отложения, аналогичные, судя по сейсмогеологическим данным, комплексам Сибирской платформы [9].

В ранней и средней юре в Западно-Сибирском бассейне к северу от Полярного круга преобладала обстановка морского и мелководного морского осадконакопления, тогда как в области к югу от полярного круга преобладало чередование мелководно-морской и прибрежно-морской обстановок осадконакопления. В северных районах отложения нижней и средней юры представлены переслаиванием по существу илистых и песчано-пелитовых слоёв, что отражает эвстатические колебания уровня моря и связанную с ними миграцию береговой линии [19].

В келловейско-позднеюрское время трансгрессия достигла своего максимума. К северу от Западной Сибири недавно образованный морской бассейн с глубинами

воды от ~100–200 до ~400–800 м (по разным оценкам) характеризуется низкими скоростями поступления кремнекластических отложений и развитием бескислородной среды в его центральной части [8, 19]. В центральной и северной частях этого бассейна скопилась литологически однородная глинистая толща толщиной от 80 до 200 м (баженовская свита). Породы в пределах толщи обогащены органическим веществом (ОВ) II типа, которое является основным источником жидких углеводородов в пределах бассейна [8]. Исследования подтверждают, что породы баженовской свиты отлагались в глубоководной среде при значительной нехватке кремнекластического материала в бассейне [8, 19].

Северо-Карская синеклиза занимает северную часть Карского шельфа и представляет закономерное сочетание прогибов (впадин) и поднятий, заложившихся на байкальском основании (см. рис. 1). В прогибах мощность осадочного выполнения достигает 10 км. Если в Южно-Карском бассейне преобразованные породы перми и карбона могут быть включены в состав фундамента и формирование осадочного покрова начинается с отложений нижнего триаса (таблица), то отложения Северо-Карской синеклизы представлены позднерифейско-кембрийской терригенной (до 2,5 км), ордовикско-силурийской карбонатно-терригенной (около 2,5 км), девонской карбонатно-терригенной (более 2,5 км), карбон-пермской терригенной (около 500 м) толщами. На поднятиях в Северо-Карской синеклизе палеозойские отложения либо отсутствуют, либо представлены редуцированными разрезами. Вся эта сложно построенная область перекрыта маломощным (до 1–2 км) плитным чехлом юрско-меловых терригенных образований [16].

**Заключение.** Анализ геолого-геофизической информации по строению и геологической истории Южно-Карского бассейна позволил построить вероятную версию формирования осадочной толщи бассейна на примере семи его площадей, расположенных вдоль сейсмического профиля IV–I (рис. 2, 3). История формирования осадочного чехла, представленная в таблице, в дальнейшем может быть использована для численной реконструкции термической истории литосферы Южно-Карского бассейна. Согласно таблице, формирование Южно-Карского бассейна можно представить в виде ряда этапов отложения осадочных пород с различным сочетанием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников и этапа эрозии 500–800 м палеогеновых и меловых осадков в миоцене. Модель предполагает, что тепловой поток в начале формирования бассейна модели будет соответствовать потоку современных осевых зон континентального рифтогенеза (около 105 мВт/м<sup>2</sup>) и что он может быть меньше для площадей, удалённых от отрезков осей позднепермско-раннетриасового континентального рифта.

**Благодарности и источники финансирования.** Исследование выполнено в рамках госзадания АААА-А16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы».

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Аглонов С.В.* Геодинамика глубоких осадочных бассейнов. СПб: ЦГИ ТЕТИС, 2000. 214 с.
2. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
3. *Гаврилов В.П.* Геологическая модель и нефтегазоносность Приновоземельского шельфа Баренцева моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 6. С. 11–20.
4. *Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир, 2007. 456 с.
5. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.

6. 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.
7. Иванов К.С., Костров Н.Л. О плотности теплового потока, структуре мантии и нефтегазоносности полуострова Ямал (Арктика) // Литосфера. 2020. Т. 20, № 6. С. 851–862.
8. Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Малышев Н.А., Сафронов П.И., Гуськов С.А., Еришов С.В., Казаненков В.А., Ким Н.С., Конторович В.А., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Лившиц В.Р., Поляков А.А., Скворцов М.Б. Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1179–1226.
9. Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // ДАН. 2019. Т. 489, № 3. С. 272–276.
10. Никитин Б.А., Ровнин Л.И. Перспективы открытия месторождений и залежи нефти и газа на шельфе Карского моря // Геология нефти и газа. 2000. № 5. С. 18–21.
11. Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Обметко В.В. Позднепермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна // Вестник Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 6. С. 3–9.
12. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
13. Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция нефтегазоносных бассейнов Карско-Баренцевоморского шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2015. № 2 (18). С. 14–25.
14. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.
15. Тимонин Н.И. Глубинное строение Баренцево-Карского региона (аспекты геодинамической эволюции литосферы). Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. 36 с.
16. Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 41–55.
17. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 110 с.
18. Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П., Верба М.Л., Гиллен К. (ред.). Строение литосферы российской части Баренц-28 региона. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 320 с.
19. Shemin G., Deev E., Vernikovskiy V.A., Sergey S., Drachev S.S., Moskvina V., Vakulenko L., Pervukhina N., Sapyanik V. Jurassic paleogeography and sedimentation in the northern West Siberia and South Kara Sea, Russian Arctic and Subarctic // Marine and Petroleum Geology, 2019. V. 104. P. 286–312.

## REFERENCES

1. Aplonov, S.V., *Geodynamics of deep sedimentary basins* (SPb: CGI, TETHYS, 2000) (in Russian).
2. Bogdanov, N.A., “Tectonics of the Arctic Ocean”, *Geotectonika* 3, 13–30 (2004) (in Russian).
3. Gavrilov, V.P., “Geological model and the oil and gas potential of the Prinovozemelsky shelf of the Barents Sea”, *Geology, geophysics and development of oil and gas fields* 6, 11–20 (2012) (in Russian).
4. Galushkin, Yu.I., *Modeling of sedimentary basins and assessment of their oil and gas potential* (Moscow: Nauchny Mir, 2007) (in Russian).
5. Gramberg, I.S., Shkola, I.V., Bro, E.G., Shekhodanov, V.A., Armishev, A.M., “Parametric wells on the islands of the Barents and Kara Seas”, *Sovetskaya geologiya* 1, 95–98 (1985) (in Russian).
6. Dobretsov, N.L., Vernikovskiy, V.A., Karyakin, Yu.V., Korago, E.A., Simonov, V.A., “Mesozoic–Cenozoic volcanism and stages of geodynamic evolution of the Central and Eastern Arctic”, *Geoloiyay and Geophysica* 54 (8), 1126–1144 (2013) (in Russian).
7. Ivanov, K.S., Kostrov, N.L., “On the heat flow density, mantle structure and oil and gas potential of the Yamal Peninsula (Arctic)”, *Litosfera* 20 (6), 851–862 (in Russian).

8. Kontorovich, A.E., Burstein, L.M., Malyshev, N.A., Safronov, P.I., Guskov, S.A., Yershov, S.V., Kazanenkov, V.A., Kim, N.S., Kontorovich, V.A., Kostyreva, E.A., Melenevsky, V.N., Livshits, V.R., Polyakov, A.A., Skvortsov, M.B., “Historical and geological modeling of naphthidogenesis in the Mesozoic–Cenozoic Kara Sea sedimentary basin (basin modeling)”, *Geologiya i Geofizika* **54** (8), 1179–1226 (2013) (in Russian).
9. Kontorovich, V.A., Kontorovich, A.E., “Geological structure and prospects of the oil and gas potential of the Kara Sea shelf”, *Doklady RAN* **489** (3), 272–276 (2019) (in Russian).
10. Nikitin, B.A., Rovnin, L.I., “Prospects for the discovery of deposits, and oil and gas deposits on the Kara Sea shelf”, *Geologia Nefti I Gasa* **5** (2000) (in Russian).
11. Nikishin, V.A., Malyshev, N.A., Nikishin, A.M., Obmetko, V.V., “Late Permian–Triassic rift system of the South Kara Sea sedimentary basin”, *Vestnik Moscovskogo Universiteta. Ser. 4. Geology* **6**, 3–9 (2011) (in Russian).
12. Sorokhtin, O. G., Ushakov, S. A. *Global evolution of the Earth* (Moscow: Publishing House of Moscow State University, 1991) (in Russian).
13. Sorokhtin, N.O., Lobkovsky, L.L., Nikiforov, S.L., Kozlov, N.E., “Geodynamic evolution of oil and gas basins of the Kara–Barents Sea shelf of Russia, *Arctic: Ecology and Economics* **2** (18), 14–25 (2015) (in Russian).
14. Stupakova, A.V., “Structure and oil and gas potential of the Barents–Kara shelf and adjacent territories”, *Geologiya Nefti I Gasa* **6**, 99–115 (2011) (in Russian).
15. Timonin, N.I., *Deep structure of the Barents–Kara region (geodynamic evolution aspects of the lithosphere)* (Syktyvkar: Komi NC UO RAN, 2006) (in Russian).
16. Timonin, N.I., “Structure of the lithosphere and the oil and gas potential of the Barents–Kara region”, *Litosfera* **2**, 41–55 (2009) (in Russian).
17. Tsybulya, L.A., Levashkevich, V.G., *Thermal field of the Barents Sea region* (Apatity: KNC RAN, 1992) (in Russian).
18. Sharov, N.V., Mitrofanov, F.P., Verba, M.L., Gillen, K. (ed.), *Structure of the lithosphere of the Russian part of the Barents-28 region* (Petrozavodsk: KNC RAN, 2005) (in Russian).
19. Shemin, G., Deev, E., Vernikovskiy, V.A., Sergey, S., Drachev, S.S., Moskvina, V., Vakulenko, L., Pervukhina, N., Sapyanik, V., “Jurassic paleogeography and sedimentation in the northern West Siberia and South Kara Sea, Russian Arctic and Subarctic”, *Marine and Petroleum Geology* **104**, 286–312 (2019).