

УДК 551.24

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ (СЕНОМАН–КОНЬЯК) ЭТАП РАЗВИТИЯ РИФТИНГА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

© 2025 г. А. В. Зайончек¹, А. В. Соловьев^{1, 2, *}

¹Геологический институт РАН (ГИН РАН), д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), д. 36, Шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

*e-mail: soloviev@vniigni.ru

Поступила в редакцию 13.10.2023 г.

После доработки 26.12.24 г.

Принята в печать 06.03.2025 г.

Выполнено трековое датирование апатита из песчаников триасового (анизий–норий) возраста скважины Северная, расположенной на о. Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа. Установлен поздне-меловой возраст (~90 млн лет) перехода от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу эксгумации пород с большей скоростью. Позднемеловой (сеноман–коньяк) этап эксгумации пород широко проявлен в Арктическом бассейне и его обрамлении и коррелируется с этапом магматизма. Предполагается, что данные события фиксируют один из этапов развития рифтинга в северной части Северной Атлантики и Арктическом бассейне, который связан с перестройкой направления движения плит в северной части Тихого океана.

Ключевые слова: Арктический бассейн, геодинамика, термо-геохронологические исследования, трековое датирование апатита, магматизм, меловой рифтинг

DOI: 10.31857/S0016853X25010032, EDN: DATGSG

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Ледовитом океане расположены Амеразийский и Евразийский глубоководные бассейны, разделенные хребтом Ломоносова. Евразийский бассейн по мнению большинства геологов и геофизиков сформировался в кайнозойе в результате раздвижения Северо-Американской, включая хребет Ломоносова, и Евразийской литосферных плит (далее в тексте – плиты) [6, 15, 48, 88] (рис. 1).

Границей Северо-Американской и Евразийской литосферных плит является срединно-океанический хребет Гаккеля, на востоке прослеживающийся до моря Лаптевых, являющимся рифтогенным продолжением Евразийского бассейна [12].

В палеоцене–раннем олигоцене между Северо-Американской и Евразийской плитами существовала, в качестве самостоятельной плиты, – Гренландская плита, которая в палеоцене перемещалась в западном направлении, что привело к сжатию северо-восточной части о. Гренландия и западного побережья арх. Шпицберген [138, 144, 151].

На границе палеоцена–эоцена произошло резкое изменение направления движения Грен-

ландской плиты на северо-западное направление, что стало причиной складчатости (юрисканская орогенция), проявленной на островах Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, на северной и северо-восточной окраинах о. Гренландия и на арх. Шпицберген [138, 151, 159].

В последнее десятилетие изучение этапов юрисканской орогенции во многом было основано на термо-геохронологических исследованиях на северо-востоке о. Гренландии, в северной части Канадского Арктического архипелага и на Шпицбергене (см. рис. 1).

Комплексными исследованиями северо-западной части архипелага Шпицберген было установлено несколько этапов эксгумации пород в кайнозойе, при этом было выявлено, что эксгумация комплексов началась в позднем мелу ~88 млн лет назад, задолго до отделения северо-восточной части Гренландии от северо-западной части архипелага Шпицберген [66, 67].

Близкие результаты (~90 млн лет назад) ранее были получены для о. Медвежий, который расположен южнее архипелага Шпицберген [167]. На восточном и северо-восточном побережье о. Гренландия зафиксирован позднемеловой (~95–90 млн лет

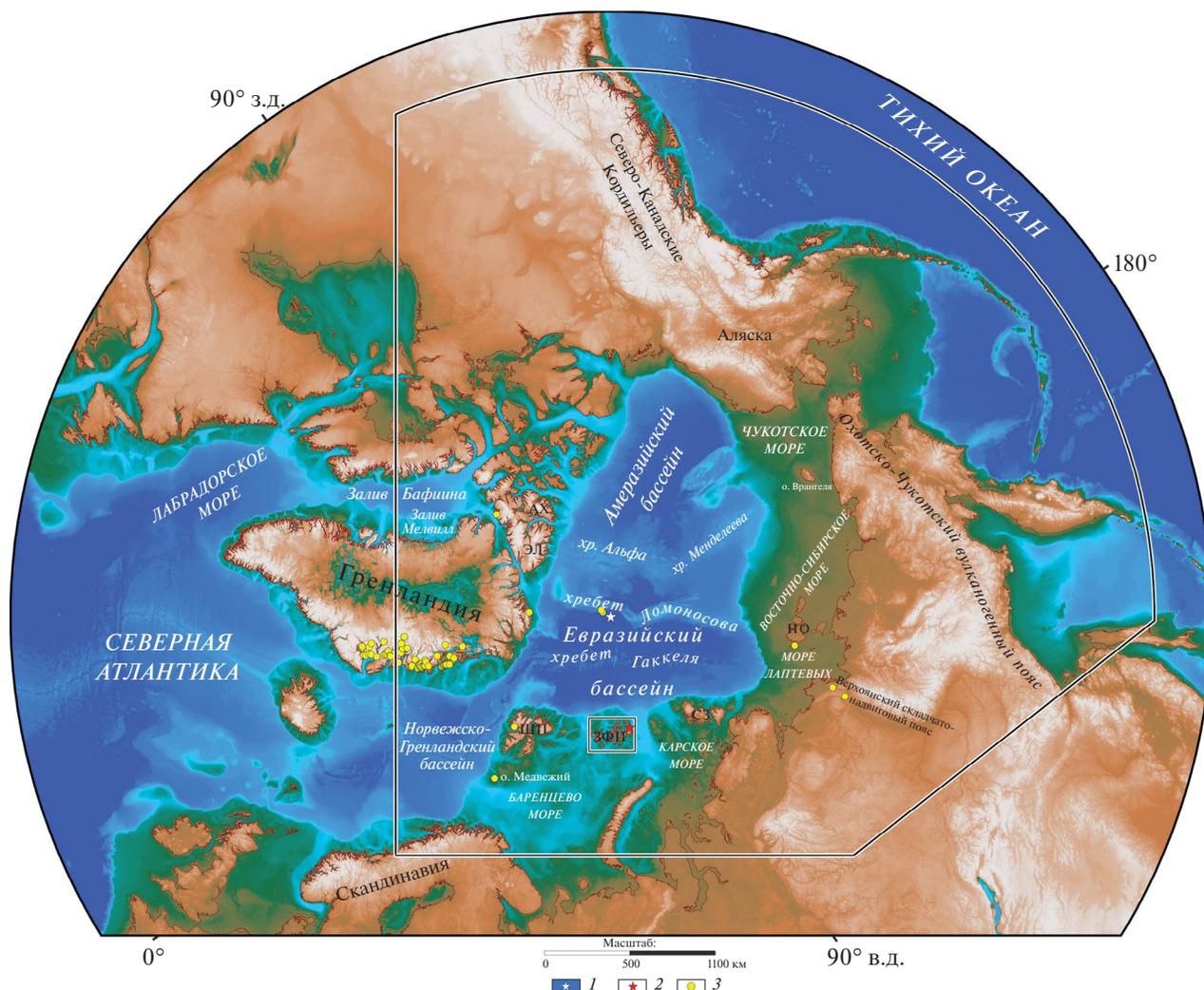


Рис. 1. Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород возрастом 95–88 млн лет в западном секторе Арктики (данным [4, 66, 67, 101, 109, 110, 118, 147, 167], с дополнениями).

Цифровая основа рельефа ИВСАО v.4 (по [111]).

Обозначено: АХ – остров Аксель-Хейберг; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; НО – Новосибирские острова; СЗ – Северная Земля; ШП – арх. Шпицберген; ЭЛ – о. Элсмир.

1 – Северный полюс; 2 – положение скв. Северная на о. Грэм-Белл; 3 – точки эксгумации пород 95–88 млн лет

назад) этап эксгумация пород, что аналогично результатам для юго-западного побережья о. Элсмир (~90 млн лет) [101, 109, 110].

Термо-геохронологические исследования образцов горных пород, отобранных со склона хр. Ломоносова напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа, установили этап остывания, начавшийся в позднем мелу (~95 млн лет назад) и связанный с эксгумацией отложений [119]. При этом подобные исследования были проведены на западном побережье архипелага Новосибирских островов, расположенных в море Лаптевых, в структурах северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и Приверхоянского

краевого прогиба, полученные данные зафиксировали этап остывания пород аналогичного возраста (~90 млн лет назад) [4, 148].

Такое сходство полученных данных о возрасте остывания пород позволяет выделить этап (95–90 млн лет назад) развития рифтинга из Северной Атлантики в Арктический бассейн.

Целью настоящей статьи является уточнение этого предположения, для чего нами были выполнены термо-геохронологические исследования образцов горных пород методом трекового датирования апатита из скважины Северная, которая расположена на северо-восточном побережье арх. Земля Франца-Иосифа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ арх. ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) приурочен к сформированному в мезозое–кайнозое окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево–Карской плиты и является одним из ключевых объектов для исследования геологической истории Северного Ледовитого океана. На арх. Земля Франца-Иосифа обнажаются мезозойские (триас–меловые) терригенные отложения морского, мелководно-морского и континентального генезиса [11, 13, 14, 59, 60].

Большая часть площади (~85%) арх. Земля Франца-Иосифа находится под ледовым покровом, что осложняет проведение исследований для о. Грэм-Белл и не позволяет провести точную лито-стратиграфическую корреляцию юрско–меловых отложений в пределах архипелага [13, 14, 18, 30] (рис. 2).

Значительно лучше изучены триасовые отложения (все три отдела триаса с подразделением отделов на ярусы и подярусы) общей мощностью ~5 км, вскрытых параметрическими скважинами скв. Нагурская, скв. Хейса и скв. Северная [3, 8, 27, 60]. Триасовая толща сложена в нижней части лагунно-морскими и морскими отложениями, в верхней части – преимущественно лагунными и континентальными [26, 60].

В мезозое на арх. Земля Франца-Иосифа широко проявился основной магматизм, связанный с Высоко-Арктической магматической провинцией (NALIP) [1, 9, 13, 14, 16, 17, 35, 37, 58–60, 95, 145].

Магматические образования трапповой (долерит-базальтовой) формации представлены покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов [17, 35] (см. рис. 1). Дайки протягиваются на десятки километров в северо-западном направлении и имеют мощность от 1–2 м до 20–25 м. Контакты даек почти вертикальные. Пластовые интрузии (силлы) мощностью от 20–30 м до 100 м имеют региональное распространение и составляют ~10% мощности терригенного разреза.

Были разработаны две основные модели эволюции базальтоидного магматизма арх. Земля Франца-Иосифа:

- кратковременное одноэтапное становление крупной магматической провинции в начале мела [1, 9, 58, 145];

- действие долгоживущей (от начала юры по ранний мел, включительно) горячей точки с не-

сколькими краткими импульсами магматической активизации [36, 37].

Магматические тела вскрыты в разрезах скважин Нагурская, Хейса и Северная, расположенных на арх. Земля Франца-Иосифа [60]. Результаты исследований катагенетических преобразований органического вещества по данным измерений отражательной способности витринита, пиролитических характеристик керогена и хромато-масс-спектрометрического изучения состава и распределения углеводородных молекулярных маркеров, показали высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах, расположенных вблизи вскрытых магматических тел [7, 25, 71]. В связи с этим, имеются ограничения на отбор образцов из керна скважин для проведения термо-геохронологических исследований.

Остров Земля Александры и остров Хейса, на которых пробурены скважины скв. Нагурская и скв. Хейса, характеризуются наибольшим количеством покровов, силлов и даек [13, 14, 33, 57]:

- 20 и более интрузий основного состава мощностью от 2 до 140 м выделено в разрезе скв. Нагурская [13, 57];

- 9 интрузий мощностью от первых метров до ~60 м установлено в разрезе скв. Хейса [13, 14, 35].

Установлено минимальное количество – 6 интрузий для скв. Северная, расположенной на о. Грэм-Белл, поэтому скв. Северная является наиболее информативной для проведения термо-геохронологических исследований.

ОТБОР ПРОБ И ПОДГОТОВКА КЕРНА ИЗ СКВ. СЕВЕРНАЯ

Скважина Северная была пробурена в период от декабря 1977 г. по январь 1979 г. Арктической нефтегазразведочной экспедицией треста “Ярославнефтегазразведка” (в настоящем – АО «НПЦ “Недра”», г. Ярославль, Россия).

Из общей глубины проходки в 3523 м с отбором керна пройдено ~537 м (~15% от глубины) с линейным выносом керна ~312 м. В разрезе параметрической скважины наблюдаются только отложения верхнего и среднего триаса, хотя нижние, палеонтологически не охарактеризованные горизонты, возможно, относятся к нижнему отделу триаса (рис. 3).

Лито-стратиграфическое расчленение разреза скважины было выполнено серией работ, не имевших, однако, значимых различий [3, 8, 13, 27, 72]. В верхнетриасовой толще выделены глинисто-

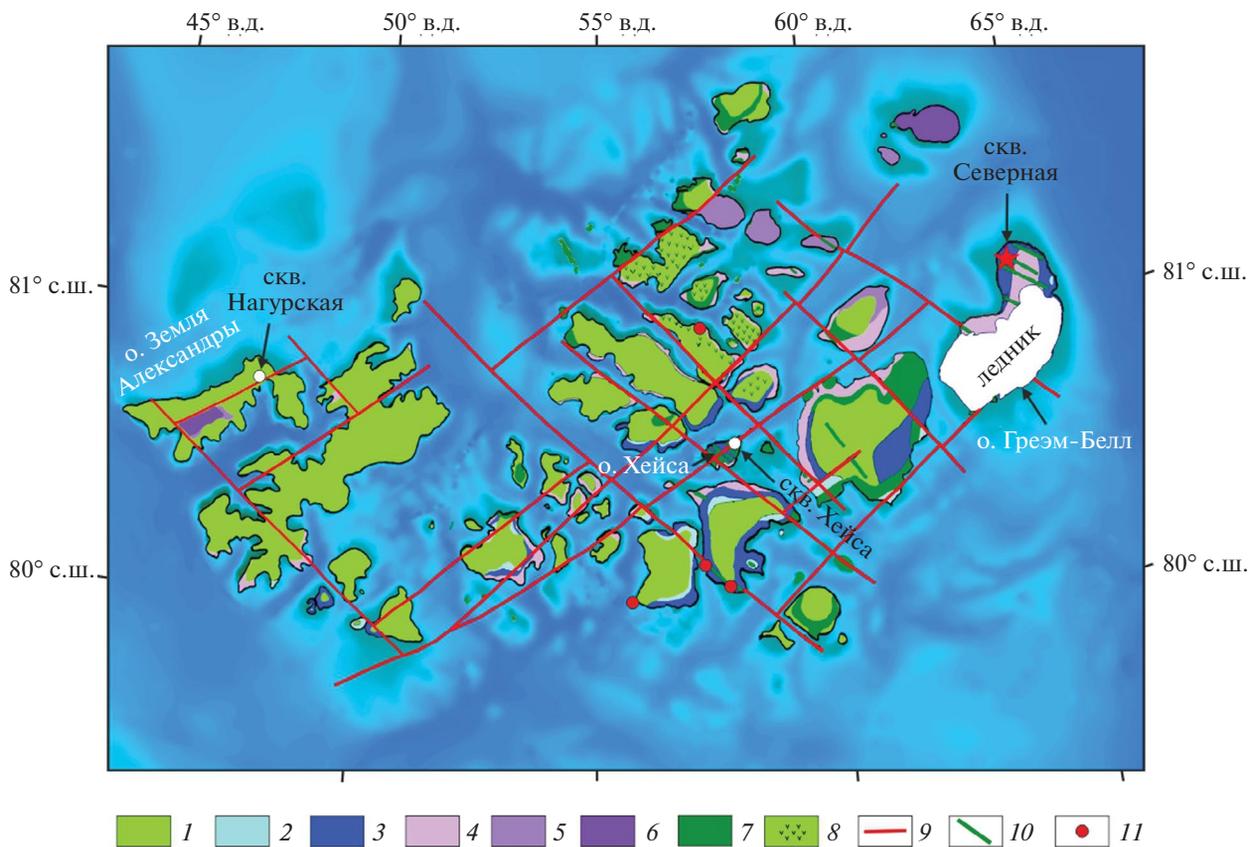


Рис. 2. Геологическая карта-схема арх. Земля Франца-Иосифа (по данным [35], с изменениями и дополнениями).

Цифровая основа рельефа ИВСаО v.4 (по [111]).

1–6 – отложения: 1 – вулканогенные K_1 , 2 – морские терригенные J_{2-3} , 3 – континентальные и мелководно-морские J_1 , 4 – мелководно-морские T_3 , 5 – морские терригенные T_2 , 6 – мелководно-морские T_1 ; 7 – интрузивные образования K_1 ; 8 – область распространения комплекса умеренно щелочных базальтов-андезитобазальтов; 9 – главные разрывные нарушения; 10 – комплексы параллельных даек основного состава (вне масштаба); 11 – вулканические аппараты центрального типа

алевритовые отложения норийского яруса и преимущественно песчано-алевритовые карнийского яруса с прослоями углистых пород и линзами каменных углей. В среднетриасовой толще преобладают алеврито-глинистые разности ладинского и анизийского ярусов.

Датирование обломочного циркона методом U/Pb LA-ICP-MS из 4-х образцов керна показало, что главным источником кластического материала для Северо-Баренцевоморского осадочного бассейна в среднем-позднем триасе являлись породы Уральского складчатого пояса [33] (см. рис. 3). Основной снос происходил с юга и юго-востока.

Параметрическая скважина вскрыла шесть интрузивных тел мощностью от 3 до 87 м (см. рис. 3). Магматические породы представлены долеритами, микродолеритами, микропегматитовыми габбро и оливиновыми габбро-долеритами [8]. Широ-

кий возрастной интервал формирования интрузий с ~133 до 60 млн лет получен K-Ag методом по валу [9, 36, 60].

Определения U/Pb по цирконам и бадделейту, полученные для силла мощностью 85 м, показали возраст 122.7 ± 0.3 млн лет, что отвечает представлениям о кратковременном одноэтапном извержении в начале мела [1, 58, 145].

Результаты исследований катагенетических преобразований органического вещества по данным измерения отражательной способности витринита, пиролитических характеристик керогена показали высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах, расположенных в интервале глубин 940–1030 м (см. рис. 3) [7, 71].

Данными бурения в этом интервале глубин не вскрыты магматические объекты, но, возможно, магматическое тело (дайка (?)) расположено вблизи ствола скважины. Это предположение под-

тверждается хромато-масс-спектрометрическим изучением распределения углеводородных молекулярных маркеров, которое показало высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах [23].

Поэтому в обсуждаемом интервале глубины 940–1030 м для исследования нами были отобраны два образца песчаника (SEV3, SEV4) с глубины ниже 1030 м (см. рис. 3).

ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОБРАЗЦОВ АПАТИТА ИЗ КЕРНА скв. СЕВЕРНАЯ

Восемь образцов песчаников из керна скважины Северная (о. Грэм-Белл, арх. Земля Франца-Иосифа) были отобраны с разных глубинных и стратиграфических уровней для выделения мономинеральных фракций апатита (табл. 1, см. рис. 3).

Использование трекового датирования апатита для реконструкции термической истории отложений, связанной с погружением и эксгумацией, основано на том, что треки деления ^{238}U образуются с практически постоянной скоростью и начальной длиной трека [91, 149].

В апатите все треки деления полностью отжигаются при температуре выше $\sim 110^\circ\text{C}$ и, частично, в зоне частичного отжига в интервале температур от $\sim 60^\circ\text{C}$ до $\sim 110^\circ\text{C}$ [74, 93, 99]. Ниже температуры $\sim 60^\circ\text{C}$ треки деления в апатите стабильны и отжигаются очень медленно [84].

Апатит из шести образцов датирован методом внешнего детектора в Стэнфордском университете (Stanford University, Stanford, California, USA) (аналитик А.В. Соловьев), апатит из двух образцов датирован комбинированным методом трекового и U/Pb LA-ICP-MS датирования в компании GeoSep Services ((GSS), Moscow, Idaho, USA) (аналитик Paul O'Sullivan). При моделировании термальной истории отложения по трековым данным использовалась программа HeFTy v.1.8.0.64 [117].

Лабораторные методики трекового анализа

Проведено выделение монофракций акцессорных апатитов из песчаников керна в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Т.Б. Афонина) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации.

Метод внешнего детектора. Нами проведено датирование зерен апатита из шести образцов керна SEV1, SEV2, SEV4, SEV5, SEV6, SEV7 (табл. 2, табл. 3). Протравливание образцов апатита прово-

дилось в течение 20 сек в азотной кислоте (HNO_3), отвечающей высшей степени окисления азота (+5) при $T=20^\circ\text{C}$. Датирование зерен образцов апатита производилось с использованием мусковита в качестве детектора. Облучение образцов проводилось в реакторе Mark II TRIGA Университета штата Орегон (Oregon State University (OSU), Corvallis, Oregon, USA).

В качестве мониторов нейтронного потока использовались дозиметрические стекла CN5 с мусковитовыми внешними детекторами. Внешние детекторы протравливались в 48%-м растворе плавиковой кислоты (HF). Подсчет треков производился на микроскопе Zeiss Axioskop (Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany) с объективом 100x, тубусным фактором 1.25x, окулярами 10X, в проходящем и отраженном свете на автоматизированном столе Kinetek (Kinetek, Stanford, California, USA) [73].

Проводилось датирование зерен апатита только с осями “с”, субпараллельными плоскости предметного стекла. Возраст рассчитывался с использованием калибровочного коэффициента Zeta, равного 327.6. Длина треков измерялась только в зернах апатита с осями “с”, субпараллельными плоскости предметного стекла, при этом измерялись только горизонтальные треки (в пределах $\pm \sim 5\text{--}10^\circ$) по протоколам [62, 124]. Длина треков измерялась с помощью компьютерного планшета и трубки, откалиброванной по микрометру [73]. Также измерялись углы наклона треков к осям “с” и размеры сечения трека $D_{\text{пар}}$ по протоколам [117].

Комбинированное трековое и U/Pb LA-ICP-MS датирование [103]. Нами проведено датирование зерен апатита из двух образцов керна SEV1A, SEV3 с использованием методов обработки и анализа образцов [63] (табл. 4).

Подготовка шашек с апатитом, подсчет треков спонтанного деления и измерение длины горизонтальных треков проводились с использованием неполяризованного света при 2000-кратном увеличении.

Измерение изотопных отношений в апатитах для определения возраста проводилось с помощью масс-спектрометра Element-2 (ThermoFinnigan, San José, California, USA).

Анализ данных трекового датирования

Для реконструкции термической истории осадочных пород по трековому датированию апатита были отобраны восемь образцов песчаников из

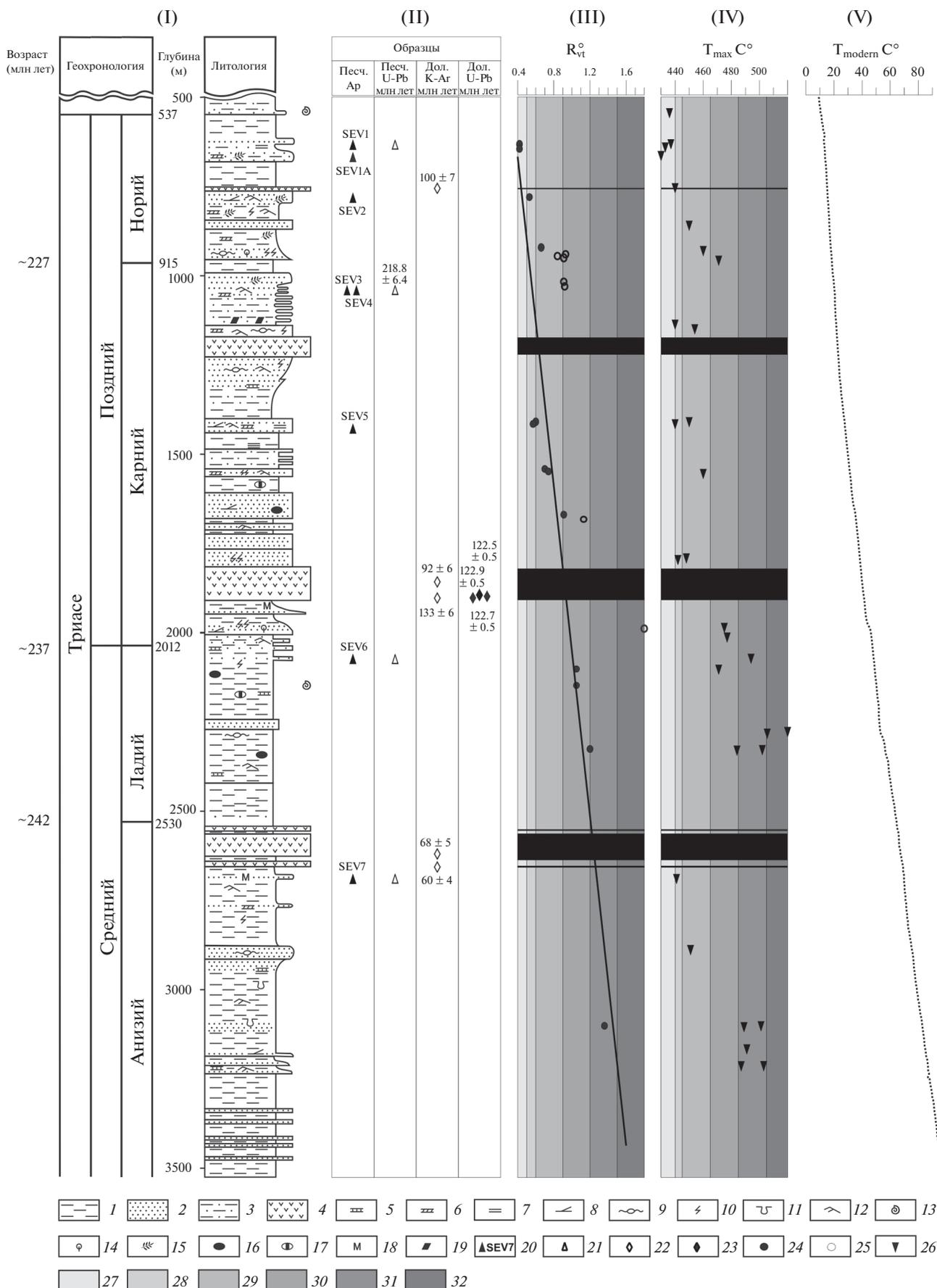


Рис. 3. Фрагмент разреза скважины Северная (арх. Земля Франца Иосифа).

Обозначено (римские цифры):

(I) – литостратиграфический разрез (по [27, 33, 71, 72]);

(II) – положение отбора образцов горных пород (Песч. Ар – образцы песчаника, отобранные для проведения трекового датирования апатита, Песч. У–Pb – возраст (млн лет) зерен обломочного циркона из образцов песчаника (по [33]); Дол. (K–Ar) – возраст (млн лет) образцов из силлов долеритов (по [60, 96]), Дол. U–Pb – возраст (млн. лет) цирконов и бадделеита из образцов силлов долеритов (по [58]));

(III) – результаты измерений отражательной способности витринита (R_0^{vt}) (по [7, 71]) и линия тренда степени преобразования органического вещества;

(IV) – результаты измерений T_{max} °C по Rock-Eval (по [7, 71]);

(V) – кривая современной температуры (каротаж).

1–4 – породы: 1 – аргиллиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – изверженные; 5–6 – тип цемента: 5 – кальциевый, 6 – доломитовый; 7–12 – текстуры пород: 7 – слоистая, 8 – перекрестно-косая, 9 – бугристо-перекрестная косая, 10 – следы биотурбации, 11 – текстура нагрузки, 12 – знаки ряби; 13 – фауна, 14 – растительный детрит, 15 – растительные остатки; 16–17 – конкреции: 16 – пиритовые, 17 – сидеритовые; 18 – слюда; 19 – уголь; 20 – положение и номера образцов отобранных для проведения трекового датирования апатита; 21 – положение образцов песчаника, для которых определен возраст зерен обломочного циркона; 22–23 – положение образцов из силлов для которых определен возраст методом: 22 – K–Ar, 23 – U–Pb (цирконы и бадделеит); 24 – положение образцов измерений отражательной способности витринита (R_0^{vt}), которые использованы для расчета тренда степени преобразования органического вещества; 25 – положение образцов измерений отражательной способности витринита (R_0^{vt}), которые не использованы для расчета тренда степени преобразования органического вещества; 26 – положение образцов измерений T_{max} °C по Rock-Eval (по [7, 71]); 27–32 – стадии преобразования органического вещества: ПК – протокатагенез, МК – мезокатагенез (по [7]): 27 – ПК₁, 28 – МК₁, 29 – МК₂, 30 – МК₃, 31 – МК₄, 32 – МК₅

Таблица 1. Образцы песчаника для трекового датирования апатита из керна скв. Северная

Образец	Глубина (м)	Возраст ⁽ⁱ⁾	Возраст ⁽ⁱⁱ⁾ (млн лет)	R_0 ⁽ⁱⁱⁱ⁾	T ^(iv) (°C)	Метод трекового анализа ^(v)
SEV1	633.5	T _{3n2} (верхний норий)	218–208.5	0.42	13.0	EDM
SEV1A	650.6	T _{3n2} (верхний норий)	218–208.5	0.43	13.5	FT-U/Pb LA-ICP-MS
SEV2	782.0	T _{3n1} (нижний норий)	227–218	0.53	15.5	EDM
SEV3	1040.4	T _{2c2} (верхний карний)	230–227	0.92	20.5	FT-U/Pb LA-ICP-MS
SEV4	1040.9	T _{2c2} (верхний карний)	230–227	0.92	20.5	EDM
SEV5	1428.3	T _{2c2} (нижний карний)	237–230	0.57	28.0	EDM
SEV6	2073	T _{2l2} (верхний ладиний)	239–237	1.05	48.0	EDM
SEV7	2689	T _{2a2} (верхний анизий)	245–242	1.20	70.0	EDM

Примечание. (i) – Возраст пород (по [72]);

(ii) – интервал возраста [57], использованный для термического моделирования;

(iii) – R_0 – отражательная способность витринита (по [7]);

(iv) – T °C – современная температура по каротажным данным;

(v) – EDM – метод внешнего детектора, FT-U/Pb LA-ICP-MS – комбинированное трековое и U/Pb LA-ICP-MS датирование.

отложений с возрастным диапазоном от среднего (анизийского) до позднего (норийского) триаса (глубины от 633.5 до 2689 м) (см. рис. 3, см. табл. 1).

Трековые возрасты апатита (230 млн лет и древнее) из образцов SEV1 и SEV1A, отобранных с глубин выше ~700 м, древнее возраста опробованных отложений (поздний триас, поздний но-

рий), таким образом, апатит не испытал отжига треков. Значит, эта часть разреза не подвергалась воздействию палеотемператур (~80–120°C) после осадконакопления.

Трековый возраст апатита из образцов, отобранных ниже ~700 м (средний и поздний триас), моложе ~190 млн лет, треки в апатите испытали отжиг.

Таблица 2. Данные о трековом возрасте и длине треков в апатите из зерна скв. Северная, полученные методом внешнего детектора (EDM)

Образец	Глубина (м)	Зерна циркона (шт.)	Треки спонтанного деления		Треки индуцированного деления		$R(\chi^2)$ (%)	Дозиметр		Возраст (млн лет)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (млн лет)	Треки (No Iep)	Средняя длина треков (мкр)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (мкр)	Std _{dev} (мкр)	Интервал D _{par} (мкр)
			ρ_s	N_s	ρ_i	N_i		ρ_d	N_d							
SEV1	-633.5	20	1.4038	595	1.2080	512	97.7	1.282	3947	239.7	17.3	100	12.71	0.10	0.99	1.66-2.33
SEV2	-782	20	1.2990	447	1.4384	495	15.7	1.282	3947	185.9	16.7	57	12.39	0.13	1.02	1.73-2.68
SEV4	-1040.9	20	0.9765	972	1.8243	1816	34.8	1.310	3947	115.5	7.0	100	13.05	0.10	0.98	1.66-2.58
SEV5	-1428.3	17	1.2717	628	2.6183	1293	0.5	1.339	3947	109.0	8.9	102	12.46	0.10	1.06	1.69-3.12
SEV6	-2073	20	1.1183	412	3.3087	1219	15.0	1.339	3947	74.9	5.9	90	11.04	0.14	1.33	1.51-2.29
SEV7	-2689	20	0.9727	469	2.7978	1349	25.8	1.367	3947	77.6	5.3	88	11.52	0.14	1.34	1.73-2.89

Примечание. Образцы были облучены в потоке тепловых нейтронов $\sim 8 \times 10^{15}$ нейтрон/см² (реактор Mark II TRIGA) в Oregon State University (Corvallis, Oregon, USA);

одновременно с образцами были облучены возрастные стандарты и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-1 для апатита);

при подсчете треков использован микроскоп Zeiss Axioskop (Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany) с автоматизированной системой и цифровой планшеткой; максимальное увеличение 1562.5×;

сухой метод, где ρ_s – плотность треков спонтанного деления ²³⁸U ($\times 10^6$ треков на см²), N_s – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ²³⁵U во внешнем детекторе в мусковите ($\times 10^6$ треков на см²), N_i – количество подсчитанных треков индуцированного деления, $R(\chi^2)$ – вероятность χ^2 (по [89, 98]), ρ_d – плотность треков индуцированного деления во внешнем детекторе, прилетающем к дозиметрическому стеклу ($\times 10^6$ треков на см²);

N_d – количество подсчитанных треков при определении ρ_d ;

No Iep – количество измеренных длин треков;

Std_{dev} – стандартное отклонение распределения длин треков;

интервал D_{par} – диапазон значений D_{par}, измеренных во всех датированных кристаллах и во всех кристаллах, в которых были измерены длины треков (по [117]); средний возраст (по [90]) рассчитан по методу Z-калибровки, Zeta – 327.6 (по [106]) в Stanford University (Stanford, California, USA) (аналитик А.В. Соловьев).

Таблица 3. Данные о трековом возрасте апатита в зерне скв. Северная, полученные методом комбинированного трекового и U/Pb LA-ICP-MS датирования

Образец	Количество зерен	D _{par} (мкр)	D _{reg} (мкр)	N _s (треки)	Площадь анализа (см ²)	Средняя площадь по зернам (см ²)	Zeta	1σ pZeta	²³⁸ U (г/т)	χ ²	Объединенный возраст (млн лет)	-1σ	+1σ
SEV1A	39	2.03	0.41	1967	8.90E-05	4.71E-07	12.3570	0.2251	23.62	0	267.5	15.0	15.9
SEV3	40	1.95	0.38	1465	1.08E-04	1.05E-06	12.3570	0.2251	12.26	0	165.3	10.5	11.2

Таблица 4. Данные о длине треков в апатите из керна скв. Северная

Образец	Треки	Средняя длина треков (мкр)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (мкр)	Std _{dev} (мкр)	Асимметрия	Коэффициент эксцесса	D _{par} (мкр)	D _{per} (мкр)
SEV1A	151	12.77	0.11	1.30	-0.28	-0.77	1.86	0.33
SEV3	152	13.31	0.09	1.13	-0.22	0.16	1.86	0.38

Трековый возраст апатита закономерно уменьшается с увеличением глубины отбора керна (рис. 4).

График распределения трековых возрастов апатита имеет классическую форму, характерную для эксгумированной зоны частичного отжига.

Резкое изменение наклона прямой на графике распределения возрастов показывает переход (~90 млн лет назад) от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу эксгумации с большей скоростью (крутой склон) [85, 86] (см. рис. 4).

Интерпретация трековых возрастов апатита из скв. Северная показала, что отложения среднего и верхнего триаса находились в пределах зоны частичного отжига (~80–120°C) в юрско-раннемеловом периоде, а ускорение эксгумации происходило в позднем мелу (~90 млн лет назад) (см. рис. 4).

Трековые данные позволяют дать предварительную оценку скорости эксгумации в позднемеловом периоде ~75 м/млн лет (в интервале между 90 и 70 млн лет назад).

На основе моделирования с использованием программы HeFTy 1.8.0.64 [117] данные трекового датирования апатита из скв. Северная свидетельствуют о том, что разрез среднего-верхнего триаса был погребен до максимальных (возможно, близких к максимальным) палеотемператур в юре–начале нижнего мела (рис. 5).

Разрез ниже ~700 м подвергся воздействию повышенных палеотемператур, достаточных для полного отжига треков в апатитах, в то время как образцы расположенные гипсометрически выше (~700 м) не испытали отжига треков в апатите. Затем весь разрез подвергся медленному охлаждению (эксгумации) в раннем мелу с ускорением в позднем мелу ~90 млн лет назад (см. рис. 5).

Очевидное проявление позднемеловой (~95–88 млн лет) эксгумации пород на обширной площади западной Арктики, коррелируемое по времени (~96–89 млн лет) с широко проявленным магматизмом в бассейне Свердрупа Арктического Канадского архипелага, на хребте

Альфа и северной части Верхоянского складчатонадвигового пояса вблизи побережья моря Лаптевых, хорошо совпадает со временем распространения рифтогенеза из Северной Атлантики в Арктический бассейн [25, 61, 79, 80, 114, 148, 165] (рис. 6, рис. 7, а, б).

РИФТИНГ В ИНТЕРВАЛЕ СЕНОМАН–КОНЬЯК (~96–88 млн лет)

Рифтогенный этап Северной-Атлантики

В северном сегменте Северной Атлантики между Гренландией и Евразией сопряженные континентальные окраины Северной Атлантики отражают долгую и сложную историю пост-каледонских многочисленных этапов континентального растяжения, сопровождавшихся образованием рифтогенных бассейнов. Самые ранние этапы растяжения в восточном сегменте Северной Атлантики происходили в среднем карбоне, карбоне–перми и перми–триасе [64].

На сформированные рифтогенные структуры ранних этапов растяжения наложился более позднее этапы растяжений, происходивших в позднем триасе–ранней юре, поздней юре–раннем мелу и в позднем мелу–раннем палеогене [47, 82, 83].

Согласно плитотектоническим реконструкциям активная фаза континентального растяжения между Гренландией и Евразией началась в поздней юре ~200 млн лет назад [43]. В северной части Норвежско-Гренландского бассейна отчетливо фиксируются два последних этапа растяжения, происходивших в поздней юре–раннем мелу и позднем мелу–раннем палеогене [45, 82, 83] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Начало позднемелового этапа растяжения коррелируется с сеноман–туронским (~95–90 млн лет назад) этапом эксгумации пород восточно-северного побережья о. Гренландия и о. Медвежий, который расположен в центральной части западной окраины Баренцева моря [109, 110, 167] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

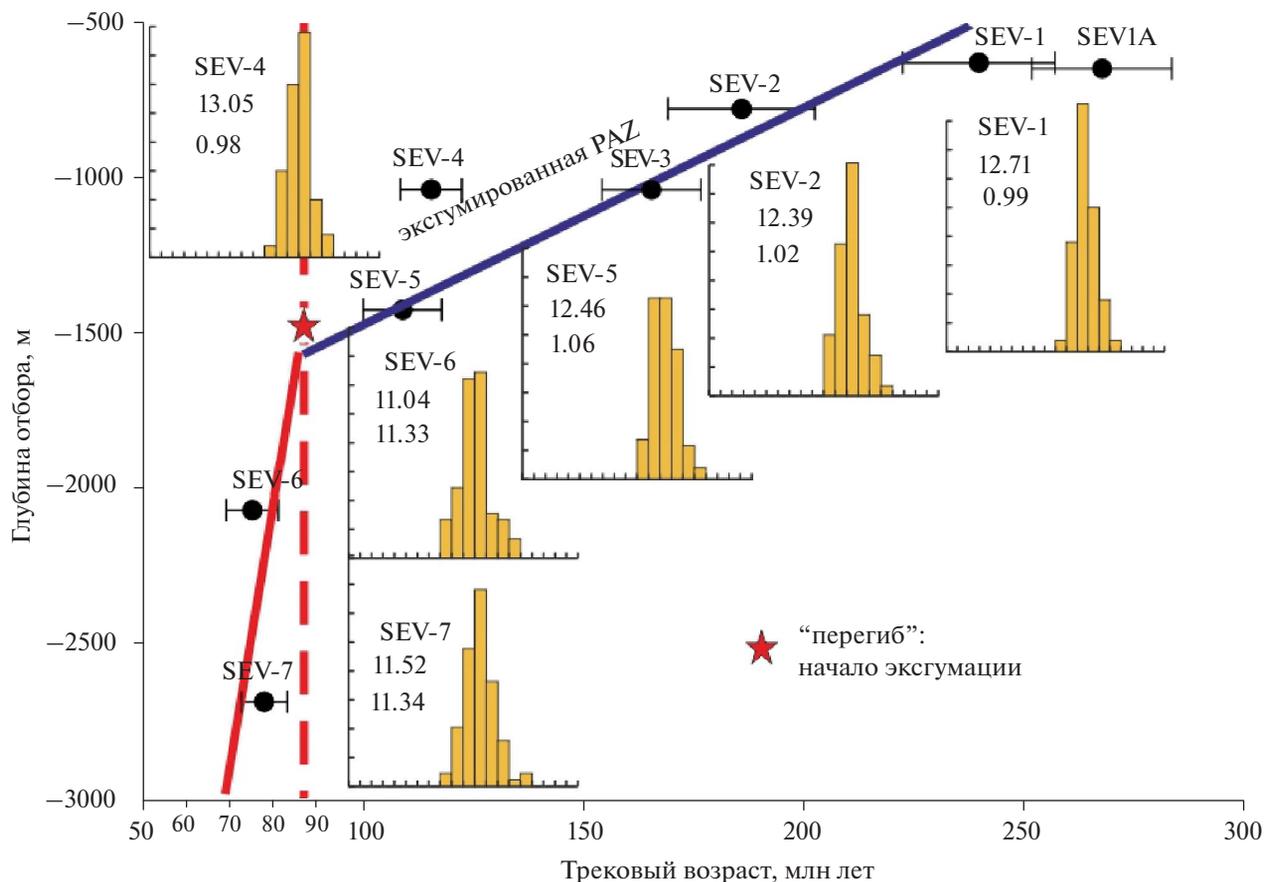


Рис. 4. График распределения трековых возрастов апатита из скв. Северная на о. Грэм Белл, арх. Земля Франца Иосифа.

График показывает классическую форму эксгумированной зоны частичного отжига (PAZ – Partial Annealing Zone) (по данным [85, 86, 91]), трековый возраст ($\pm 1\sigma$) приведен в зависимости от глубины отбора пробы.

Показано: репрезентативные распределения длин треков с номерами образцов (средняя длина (мкм) и стандартное отклонение (мкм)); нижняя граница (звездочка красным) эксгумированной зоны частичного отжига указывает на начало быстрой эксгумации.

В позднем мелу Гренландская и Евразийские плиты между арх. Шпицберген и северо-востоком о. Гренландия соединялись сухопутным мостом [156, 158]. Деформация континентального моста началась в позднем мелу ~88–80 млн лет назад как результат начала активного рифтинга в системе Лабрадорское море–залив Баффина западнее о. Гренландия и одновременным рифтингом в Норвежско-Гренландском бассейне восточнее о. Гренландия [69, 104, 120]. Данное событие четко фиксируется началом эксгумации пород северо-западной части арх. Шпицберген (~88 млн лет назад) и северо-восточного побережья Гренландии (115 (95 (?))–90 млн лет назад) [66, 67, 109, 110] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Начальная стадия растяжения литосферы между будущими независимыми Северо-Американской и Гренландской литосферными плитами на-

чалось в поздней юре (возможно, в раннем мелу (~140–130 млн лет назад)) [51, 123].

Лабрадорское море и залив Баффина, возникшие в результате рифтинга и последующего спрединга, можно отнести к западной ветви Северной Атлантики. Согласно плитотектоническим реконструкциям, активная фаза растяжения в рассматриваемом сегменте наступила в раннем мелу ~120 млн лет назад [45, 104].

Раннемеловой рифтогенез привел к отложению обломочных осадочных пород в полуграбенах и грабенах вдоль юго-западной окраины о. Гренландия и расположенной напротив Канадской окраине (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Гренландская северо-восточная часть залива Баффина в период мела–раннего палеоцена подверглась интенсивному растяжению и рифтингу, что привело к образованию заполненной осадка-

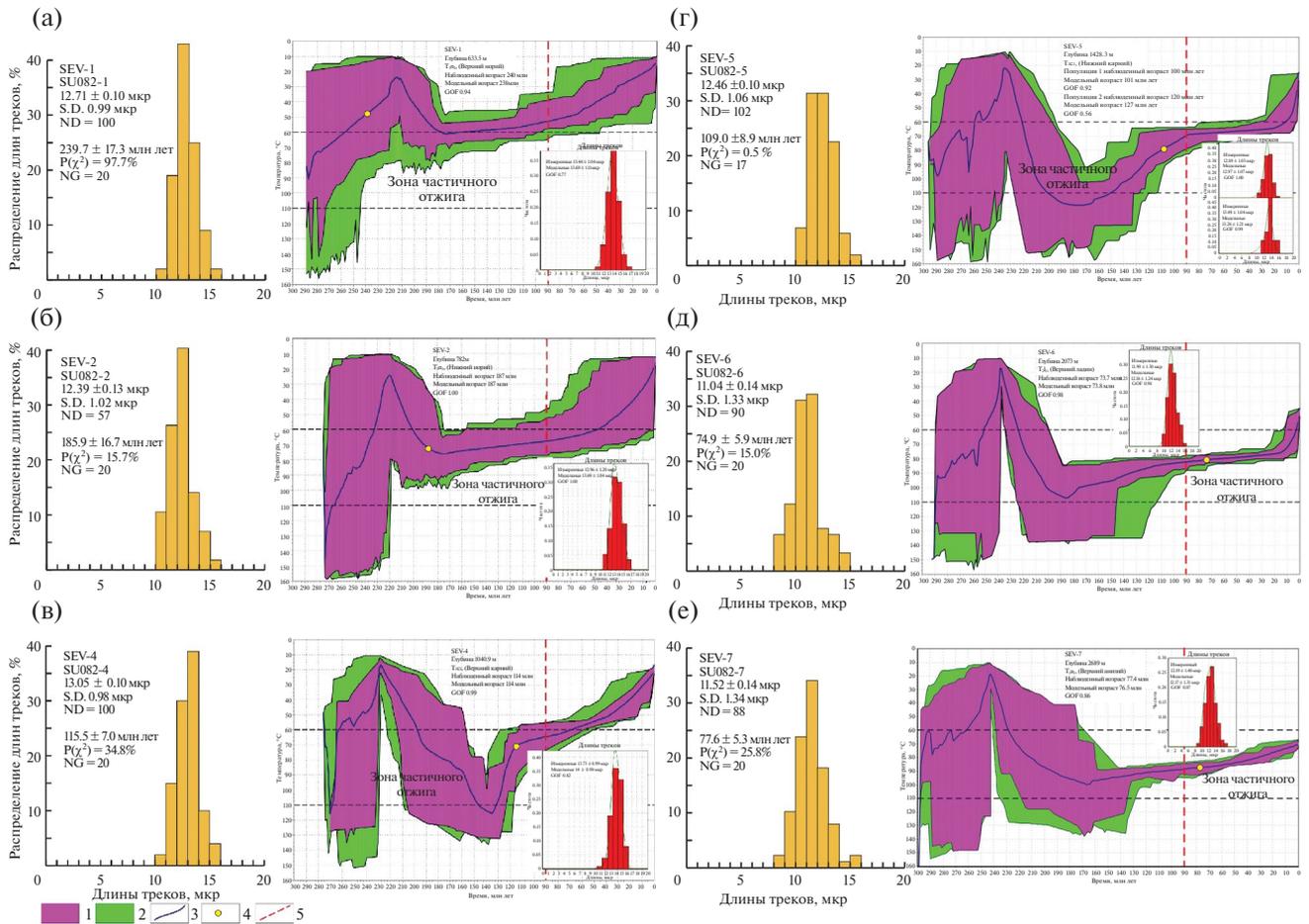


Рис. 5. Результаты трекового анализа апатита из образцов, отобранных из керна скв. Северная на о. Грэм-Белл, арх. Земля Франца-Иосифа.

(а)–(е) – Образцы: (а) – SEV1, (б) – SEV2, (в) – SEV4, (г) – SEV5, (д) – SEV6, (е) – SEV7.

Модели построены с использованием программы HeFTy [117].

Обозначено: GOF (goodness of fit) – достоверность соответствия.

1–2 – соответствие модели: 1 – хорошее, 2 – приемлемое; 3 – средневзвешенная траектория образца; 4 – объединенный трековый возраст; 5 – начало эксгумации

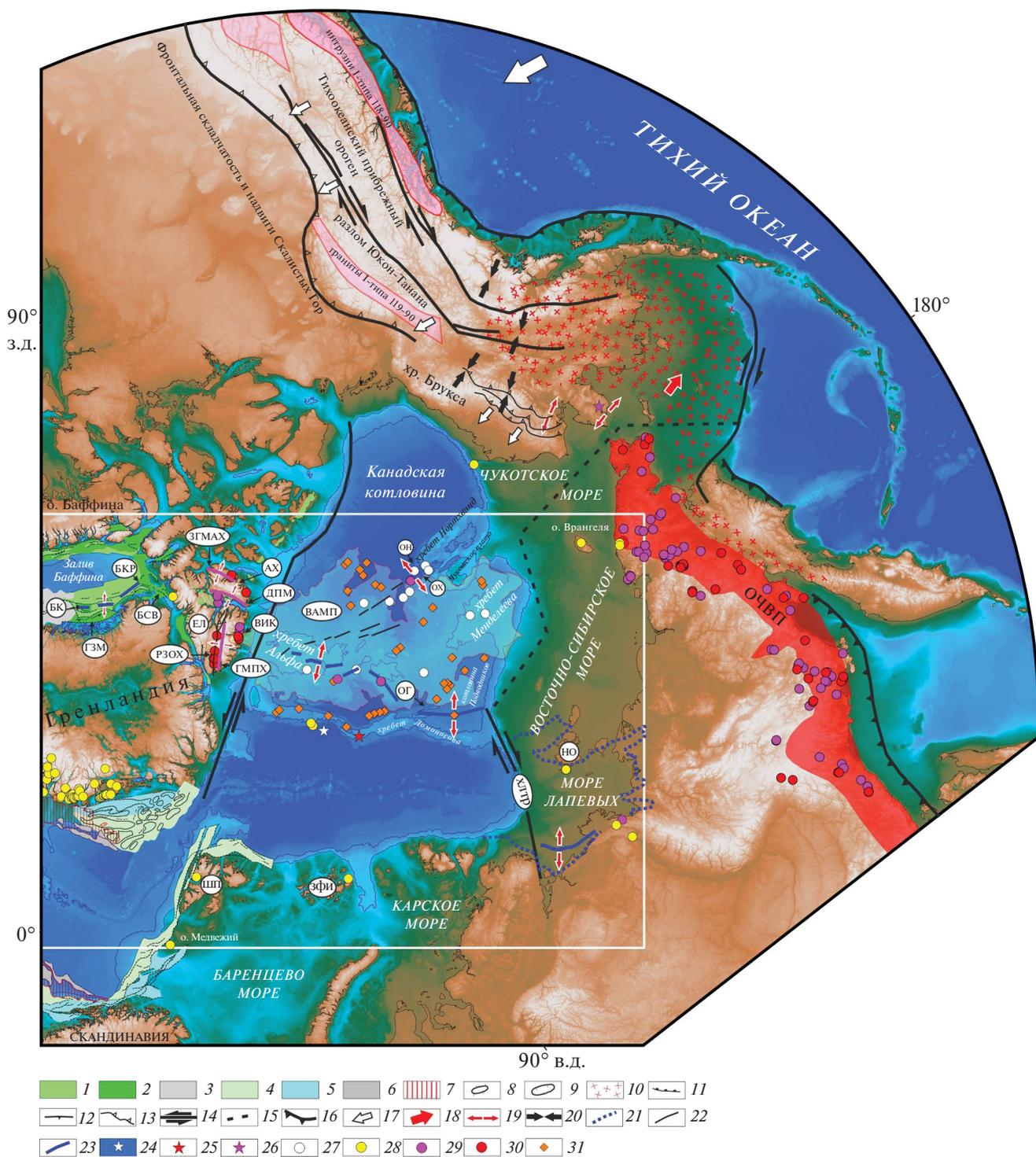
ми сложной системы сопряженных грабенов северо-западного простирания в заливе Мелвилл, параллельных береговой черте [100].

В результате эпизодического рифтинга сформировались осадочные бассейны, разделенные хребтами [100] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

В самом крупном бассейне – грабене залива Мелвилл – мощность осадков достигает >13 км [166]. В расположенном западнее залива Мелвилл бассейне Кивиок мощность осадков достигает >10 км [100]. Глубинные сейсмические исследования показывают сильно сокращенные мощности континентальной коры ~ до 14 км в грабене залива Мелвилл, что близко по значениям в области перехода континент–океан и ~18 км в бассейне Кивиок [40].

Нижняя осадочная толща, выделяемая в бассейне Кивиок и грабене залива Мелвилл, не вскрыта бурением, поэтому ее стратиграфическая привязка основана на общих тектонических представлениях о развитии региона. Самые низы осадочной толщи могли быть сформированы в дорифтовый этап, начиная с палеозоя. Залегающие немного выше осадки и составляющие основной объем толщи, относятся к синрифтовой стадии раннемелового–раннесеноманского возраста [100].

Было сделано предположение о метаморфизованности осадочных пород данной толщи и наличии интрузий [100]. Это подтверждается результатами глубинной сейсморазведки, фиксирующими скорости от 4.5 до 4.9 км/с при максимальной мощности данной толщи в грабене залива



Мелвилл ~7 км [40]. Кровля толщи рассматривается как региональное несогласие, вероятно, мезозойского возраста и условно принимается как граница верхнего и нижнего мела или проводится в нижнем сеномане (~98 млн лет) [39, 100].

На сейсмических профилях вышележащая верхнемеловая толща мощностью до 6 км, просле-

живающаяся в грабене залива Мелвилл и в бассейне Кивиок, резко утоняется (почти до исчезновения) на хребтах хр. Мелвилл и хр. Кивиок. Драгирование пород на склонах хребтов в заливе Мелвилл показывает значительное присутствие верхнемеловых (сеноман–турон) отложений [146]. Возраст кровли данной толщи принимается как верхний мел [146].

Рис. 6. Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород с возрастом 95–90 (88) млн лет и магматизма с возрастом 98–88 млн лет в Арктике, на побережье Северной Атлантики, на севере Тихоокеанской окраины Азии и Северной Америки.

Цифровая основа рельефа IVСАО v.4 (по [111]).

Эксгумация пород с возрастом 95–90 (88) млн лет (по [4, 66, 67, 97, 101, 102, 109, 110, 119, 126, 148, 167]).

Проявление магматизма с возрастом 98–92 для: о. Элсмир и о. Аксель Хейберг (по [61, 79, 80, 118, 157, 163]) для: Американо-Азиатского бассейна (по [114, 132, 164]); восточного сектора Арктики, а также территорий, прилегающих к морю Лаптевых, и Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер (по [38, 127, 128, 129, 147]). Установленные проявления магматизма в Американо-Азиатском бассейне иного возраста или не датированные (по [22, 31, 49, 94, 108, 132, 162]).

Положение магматических объектов, выделяемых по сейсмическим данным (по [22, 122, 137]); рифтогенные структуры залива Баффина (по [40, 98, 138]); позднеюрские–раннепалеогеновые бассейны северной части Норвежско-Гренландского бассейна (по [82, 83, 92]); главные трансформные разломы в пределах Арктического бассейна (по [21]); контур рифтогенной системы моря Лаптевых (по [2, 28, 29, 69, 70]); ключевые элементы Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер (по [38]).

Показано положение рис. 7 (рамка белым).

Баренцево море: ШП – арх. Шпицберген, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа;

Море Лаптевых: НО – Новосибирские острова, ХЛТР – Хатанго-Ломоносовская трансформная граница;

Залив Баффина: Б – остров Байлот, ГМЗ – грабен залива Мелвилл, БК – бассейн Кивиок, БКР – бассейн Кэрри, БСВ – бассейн Северных вод;

Бассейн Свердруп: АХ – остров Аксель-Хейберг, ЭЛ – о. Элсмир, ЗРОХ – зона разломов озера Хазен, ВИК – интрузивный комплекс Вутон, ЗГМАХ – западный гравиметрический максимум о. Аксель-Хейберг, ДПМ – дуга процесса Маргарет, ГМПХ – гравиметрический максимум плато Хазен;

Арктический бассейн: ВАМП – Высоко-Арктическая магматическая провинция по магнитным данным (по [139]), (полупрозрачная заливка бледно-желтым), ОГ – Отрог Геофизиков, ОХ – отрог Хеали, ОН – отрог хребта Нортвинд; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, (по [38]), (полупрозрачный красный фон).

1–3 – залив Баффина и прилегающая суша: 1 – мел–кайнозойские осадочные бассейны, 2 – бассейны, формирование которых началось в раннем мелу, 3 – основная область распространения палеогенового магматизма в заливе Баффина;

(5–11) шельфовые и склоновые области и структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря – 4–5 – рифтогенные бассейны: 4 – позднемеловые–палеоценовые, 5 – позднеюрские–раннемеловые; 6–7 – области распространения магматических проявлений: 6 – магматических потоков неопределенного возраста (нижний палеоген (?)), 7 – сейсмокомплексов типа SDRs; (8–9) шельфовые и склоновые структуры: 8 – поднятия, 9 – впадины; 10 – область распространения вулканических пород с возрастом 105–60 млн лет (Берингов пролив и Аляска); 11–16 – разломы: 11 – нормальные (залив Баффина, шельфовые и склоновые структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря), 12 – сжатия (грабен залива Мелвилл, Гренландская часть залива Баффина), 13 – коровые (о. Элсмир, хр. Брукса), 14 – трансформные, 15 – предполагаемое продолжение трансформного разлома; 16 – предполагаемое положение конвергентной границы в период 105–60 млн лет; 17–19 – направление сжатий и растяжений: 17 – генеральное направление сжатия, 18 – генеральное направление растяжения, 19 – растяжение в локальных структурах; 20 – сжатие в локальных структурах; 21 – контур рифтогенной системы моря Лаптевых; 22 – положение осей отрицательных гравиметрических аномалий в редукции в свободном воздухе в Американо-Азиатском бассейне; 23 – предполагаемые сегменты оси растяжения в период времени 92–88 млн лет; 24 – Северный полюс; 25 – положение скважины бурения АХЕС на хр. Ломоносова; 26 – гнейсовый гранит с этапом внедрения ~95–90 млн лет; 27 – проявление магматизма основного состава в Американо-Азиатском бассейне (не датированные или возрастом отличным от ~98–89 млн лет); 28 – эксгумация пород с возрастом 95–90 млн лет (88 млн лет для северо-западной части Шпицбергена); 29–30 – датированные магматические породы с возрастом: 29 – ~98–93 млн лет, 30 – ~92–89 млн лет; 31 – проявление магматических объектов по сейсмическим данным

Осадки формировались в период синрифтовой стадии, но во время ее формирования существовали периоды тектонического затишья, в результате которых внутри толщи образовались сейсмические пачки с субпараллельными отражениями [100].

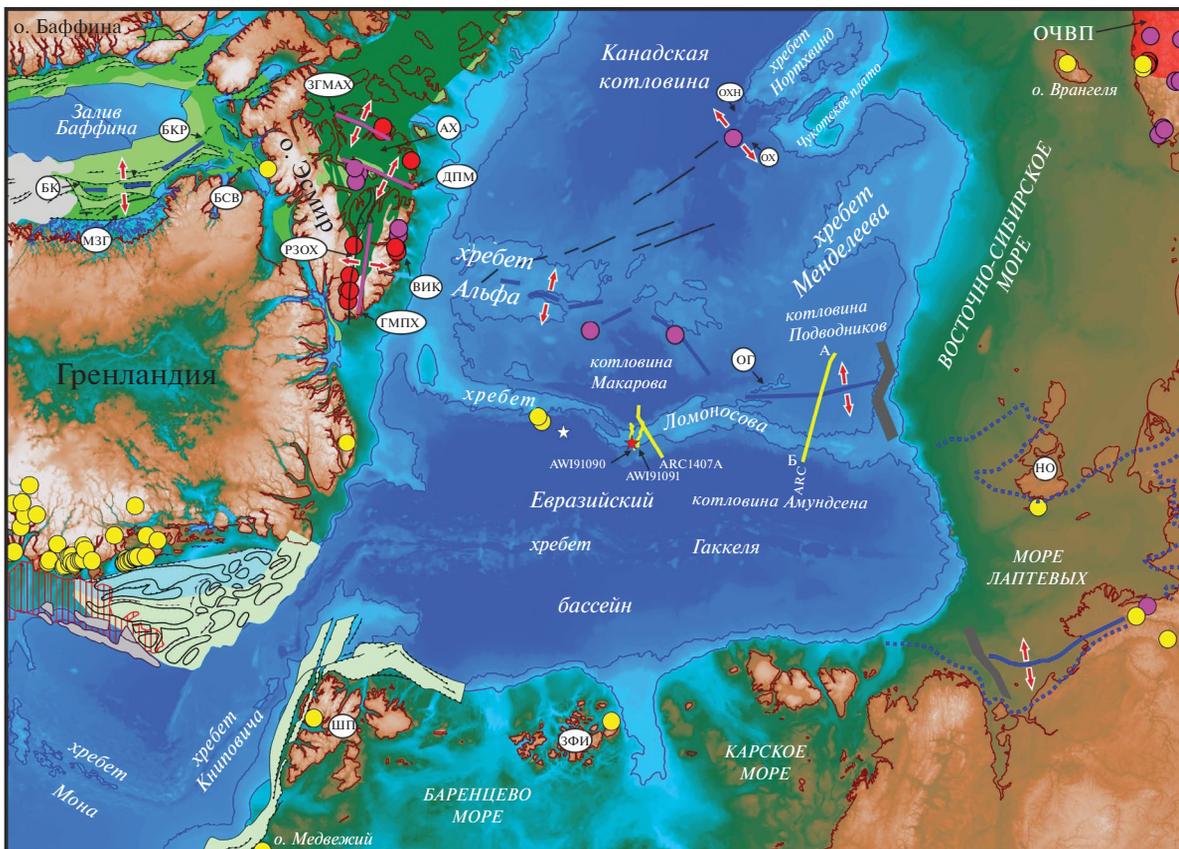
Сейсмические данные четко фиксируют тектоническое событие, вызвавшее появление контрастного горизонта, отделяющего нижнюю осадочную толщу (нижнемеловая–нижнесеноманская) от расположенной выше (сеноман–мел, верхние отложения мела) [100]. В нижней осадоч-

ной толще выделяется классическая система разломов, связанная с растяжением.

В пределах всего разреза нижней осадочной толщи отчетливо прослеживается система разломов, связанная со сжатием, и которая не прослеживается в залегающей выше осадочной толще. Узкие вытянутые бассейны, заложенные в мелу и имеющие признаки инверсии/инверсий (?), расположены к северо-западу от грабена залива Мелвилл и простираются до бассейна Кэри [100, 102].

Относительно глубокий ~5 км бассейн Кэри, ориентированный с юга на север, также несет

(a)



(б)

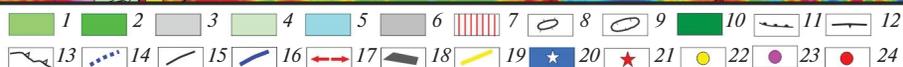
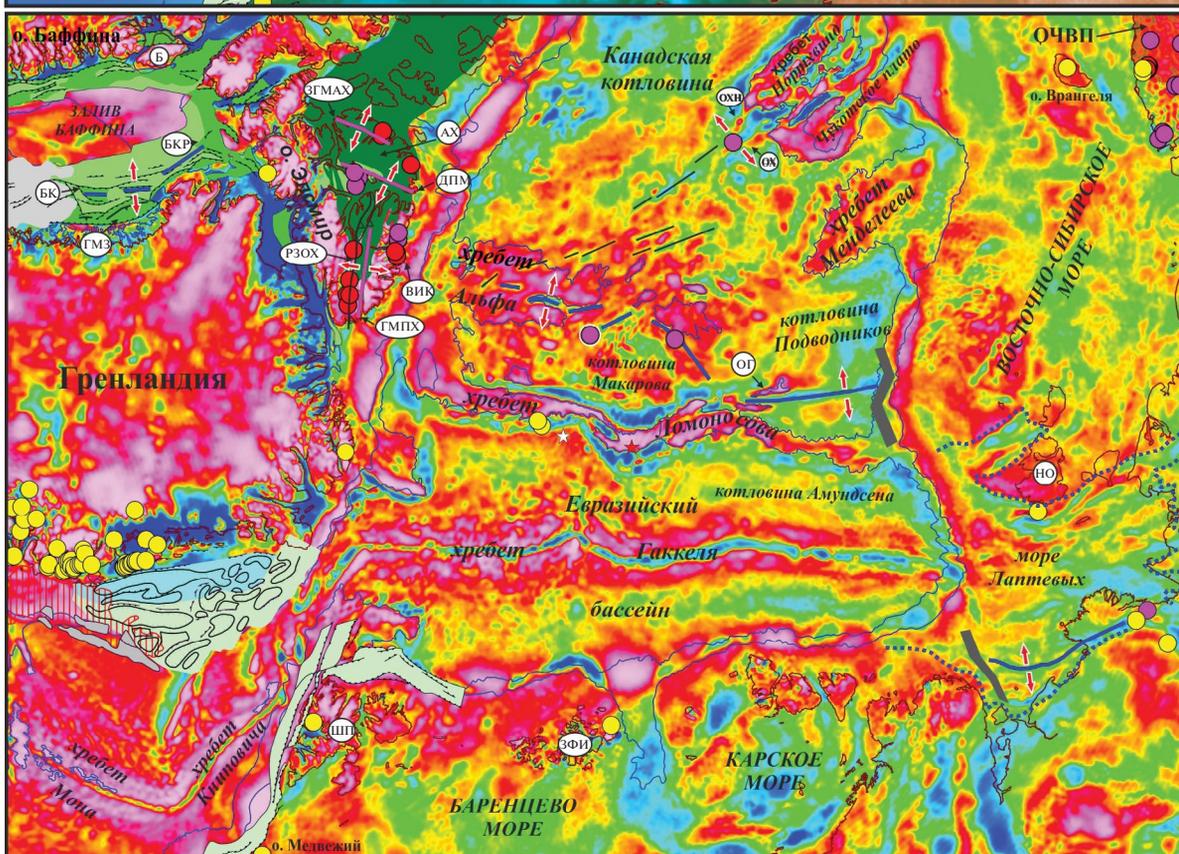


Рис. 7. Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород с возрастом 95–90 (88) млн лет и магматизма с возрастом 98–88 млн лет в Арктике.

(а) – рельеф ИВСАО v.4 (по [111]),

(б) – гравитационные аномалии в редукции в свободном воздухе проекта WGM (по [46]).

Баренцево море: ШП – арх. Шпицберген, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа;

Море Лаптевых: НО – Новосибирские острова;

Залив Баффина: Б – остров Байлот, ГМЗ – грабен залива Мелвилл, БК – бассейн Кивиок, БКР – бассейн Кэрри, БСВ – бассейн Северных вод;

Бассейн Свердрупа: АХ – остров Аксель-Хейберг, ЭЛ – о. Элсмир, ЗРОХ – зона разломов озера Хазен, ВИК – интрузивный комплекс Вутон, ЗГМАХ – западный гравиметрический максимум о. Аксель-Хейберг, ДПМ – дуга процессы Маргарет, ГМПХ – гравиметрический максимум плато Хазен;

Арктический бассейн: ОГ – Отрог Геофизиков, ОХ – отрог Хеали, ОН – отрог хребта Нортвинд;

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (полупрозрачный красный фон), по [38].

1–3 – залив Баффина и прилегающая суша: 1 – мел–кайнозойские осадочные бассейны, 2 – бассейны, формирование которых началось в раннем мелу, 3 – основная область распространения палеогенового магматизма в заливе Баффина; (5–11) шельфовые и склоновые области и структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря – 4–5 – рифтогенные бассейны: 4 – позднемеловые–палеоценовые, 5 – позднеюрские–раннемеловые; 6–7 – области распространения магматических проявлений: 6 – магматических потоков неопределенного возраста (нижний палеоген (?)), 7 – сейсмокомплексов типа SDRs; 8–9 – шельфовые и склоновые структуры: 8 – поднятия, 9 – впадины; 10 – бассейн Свердрупа (карбон–мел); 11–13 – разломы: 11 – нормальные (залив Баффина, шельфовые и склоновые структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря), 12 – сжатия (грабен залива Мелвилл, Гренландская часть залива Баффина), 13 – коровые (о. Элсмир); 14 – контур рифтогенной системы моря Лаптевых; 15 – положение осей отрицательных гравиметрических аномалий в редукции в свободном воздухе в Американо-Северном бассейне; 16 – предполагаемые сегменты оси растяжения в период времени 92–88 млн лет; 17 – направление растяжения, 18 – верхнемеловая система локальных бассейнов типа пулл-апарт; 19 – положение сейсмических профилей (AWI91090 и AWI91091 по [116]), ARC по [23]); 20 – Северный полюс; 21 – положение скважины бурения АХЕС на хр. Ломоносова;

22 – эксгумация пород с возрастом 95–90 млн лет (88 млн лет для северо-западной части Шпицбергена); 23–24 – датированные магматические породы с возрастом: 23 – ~98–93 млн лет, 24 – ~92–89 млн лет

следы интенсивной инверсии и наложение структур цветкового типа [107]. К северу от бассейна Кэри между северо-западным побережьем о. Гренландия и юго-западным побережьем о. Элсмир расположен неглубокий ~3 км бассейн Северных вод, ориентированный с северо-запада на юго-восток [140]. В этом районе на побережье о. Элсмир установлена эксгумация пород, начавшаяся в ту-роне ~90 млн лет назад [101].

Формирование осадочного бассейна Свердрупа

Севернее о. Гренландия и залива Баффина расположены острова Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, в пределах которых расположен бассейн Свердрупа, представляющий внутрикратонный бассейн постэлсмирского орогенеза [155]. Он протягивается на ~1300 км в длину при максимальной ширине до 400 км и заполнен ассоциацией карбонатных и обломочных осадочных пород, начиная с карбона и заканчивая палеогеном, суммарной мощностью до 15 км [76]. Последний этап накопления грубообломочных осадков в бассейне Свердрупа происходил в конце мела–раннем олигоцене [80].

Формирование бассейна Свердрупа завершается неморской формацией Эврика–Саунд, локаль-

но контролируемой системами разломов поздне-мелового и палеогенового периода Эвриканского орогенеза [141, 150]. Эти системы разломов часто представляют реактивированные элсмирские и более древние структуры [144].

Самая верхняя последовательность от неогена до недавнего времени – Арктическая прибрежная равнина – представляет собой клин углубляющихся в сторону моря речных и морских толщ, отложившихся вдоль современной северной пассивной континентальной окраины.

Большая часть мезозойского разреза прорвана меловыми силлами и дайками основного, суб-щелочного и щелочного состава, относящимися к Высоко-Арктической магматической провинции (HALIP) [61, 77, 79]. Согласно результатам геохронологического обобщения, фиксируют три этапа магматической активизации, имеющие возраст [61]:

- 122 ± 4 млн лет (первый этап);
- 95 ± 4 млн лет (второй этап);
- 81 ± 4 млн лет (третий этап).

Первый этап затронул значительную площадь Арктики, проявившись на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, островах Де-Лонга [58, 79, 80, 145].

Второй этап поздне мелового сеноман–туронского магматизма с возрастом 95 ± 4 млн лет [61] широко проявлен в бассейне Свердрупа (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

На о. Аксель Хейберг в глинистых сланцах и тонкозернистых песчаниках выделяются субаэральные потоки толеитовых и субщелочных базальтов, относящихся к формации Стрэнд Фьорд, стратиграфически датируемой поздним альбом–ранним сеноманом [76, 77]. С данным этапом магматизма связано формирование самого большого объема изверженных пород в пределах бассейна Свердрупа [77].

В восточной части о. Аксель Хейберг мощность формации достигает 250 м, при этом ее мощность на западе и севере острова доходит до 800 м. Абсолютный возраст толеитовых базальтов формации Стрэнд Фьорд, полученный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (95 ± 0.2 млн лет), подтверждается датированием бадделеита U–Pb методом (95.18 ± 0.35 и 95.41 ± 0.12 млн лет), выделенного из образцов, отобранных из дайки диабаз и силла габбро на западном побережье о. Аксель-Хейберг [118, 157].

Согласно работе [79], нижний возрастной интервал формации Стрэнд Фьорд, полученный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, составляет 100.7 млн лет, но характеризуется значительной погрешностью определения в ± 5.8 млн лет, что позволяет считать данную датировку близкой к возрасту 95 млн лет.

Верхний возрастной интервал, полученный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для образца толеитовых лав, отобранных на западном побережье о. Аксель-Хейберг, составляет 80.70 ± 1.1 млн лет [163]. Однако положение мест отбора проб достаточно близко к точке отбора образцов возрастом ~ 95 млн лет, полученных методом U–Pb [118]. На северо-западном побережье о. Аксель-Хейберг известны датировки образцов из близкорасположенных толеитовых лав методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ с возрастом 80.7 ± 1.1 , 92.3 ± 1.1 и 96.1 ± 1.9 млн лет [163].

На о. Элсмир аналогом формации Стрэнд Фьорд острова Аксель Хейберг является формация Хассель, сформированная в позднем альбе–раннем сеномане и представленная неморскими мелкозернистыми слабосцементированными белыми кварцевыми песчаниками, базальтами, глинистыми породами и углем, отложившимися в дельтовой обстановке [142].

Формация Хассель несогласно перекрывается верхнепалеоценовыми и олигоценными обломочными отложениями мощностью до 900 м группы Эврика Саунд [126]. Для западного побережья

о. Элсмир возраст толеитовых интрузий, полученный методом U–Pb, составляет 91.7 ± 1.1 и 91.7 ± 1 млн лет и совпадает с определением, полученным методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – 91.7 ± 0.1 [59]. Возраст базальтовых даек и силлов, отобранных в районе зоны разломов оз. Хазен и определенный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, колеблется в диапазоне 98.2 ± 4 – 97.9 ± 4 млн лет [79].

На северном побережье о. Элсмир известен интрузивный комплекс Вутон, представляющий бимодальную щелочную плутоническую ассоциацию, включающую роговообманковые габбро, микрограниты и кварцевые сиениты. Комплекс слагает структуры северо-восточного простирания и тектонически контролируется ранее образованными разломными зонами. Согласно U/Pb датированию цирконов комплекс внедрился в короткий временной интервал – 93–92 млн лет назад [80].

В центральной части северного побережья о. Элсмир базальтовые потоки и вулканические брекчии выделяются в вулканический комплекс щелочного состава Хансен Поинт [79]. Низы разреза представлены базальтовыми брекчиями и туфами, а вышележащая часть – преимущественно субаэральными потоками базальтов.

В соответствии $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данными возраст вулканитов данной формации распределяется в диапазоне 83.0 ± 1.8 – 73.5 ± 2.4 млн лет, хотя известна датировка базальтовой дайки с возрастом 93.9 ± 1.3 млн лет, что близко к интервалам возраста 96.6 ± 1.6 и 94.3 ± 2.8 млн лет, полученным для расположенных рядом базальтовым дайкам в метаосадках Пирии [79, 80].

Толеитовые и переходные к щелочным базальтовые потоки с возрастом ~ 128 – 95 млн лет, а также более молодые щелочные бимодальные серии, сформированные около 90 и 80 млн лет назад в северо-восточной части Канадской Арктики, интерпретируются как часть континентальной рифтовой зоны, которая простирается параллельно оси Свердрупской впадины [80]. Этапы интенсивного рифтогенного магматизма, затронувшего и систему хребтов Альфа–Менделеева, связываются с раскрытием Американо-Азиатского бассейна (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Проявления магматизма на Тихоокеанском побережье Северной Америки

На Тихоокеанском побережье Северной Америки меловой магматизм в Кордильерах ограничен узкими поясами орогенов побережья и орогенов Оминака/Британской Колумбии [130, 131].

Меловой магматизм в Кордильерах синхронен региональному этапу сжатия земной коры, вызванному субдукцией океанической плиты Изагаги [38].

В интервале между 115 и 95 млн лет назад образовался правосторонний сдвиг в орогене Оминька и левосторонний сдвиг в прибрежном орогене, что привело к транспрессионной обстановке магматизма [52, 134] (см. рис. 6).

Согласно данным [38], по магматизму в прибрежном орогене от юга Канады на север до Аляски происходило внедрение магм I-типа возрастом 118–90 млн лет. В восточном регионе Оминька Канадских Кордильер примерно в тот же период времени (119–90 млн лет) произошло внедрение гранитов S-типа. В этот интервал времени Кордильеры испытали сокращение земной коры (см. рис. 6).

Проявления магматизма в Американо-Арктическом бассейне

В Американо-Арктическом бассейне Высоко-Арктическая магматическая провинция устанавливается по характеру высокоамплитудного магнитного поля, контрастным отражениям в сейсмической записи, геологическому опробованию и прямым наблюдениям с помощью специальных подводных аппаратов [22, 23, 34, 49, 54, 81, 108, 114, 122, 132, 139, 154] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Первые образцы щелочных базальтов были драгированы на хребте Альфа во время экспедиции 1983 г. CESAR (Канада) при проведении наледных работ в рамках программы Полярный континентальный шельф [108, 162]. В центральной части хребта методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ получен возраст базальта 89 ± 1 млн лет [114], что совпадает с изотопными определениями возраста (90.40 ± 0.26 млн лет) лапиллиевых туфов [165].

На траверсе интрузивного комплекса Вутон находится центральная часть хр. Альфа, которая четко картируется по хорошо известной системе локальных грабенов, проявленных в рельефе дна и гравиметрических аномалиях (см. рис. 7, а, б).

Можно предположить, что эта сегментированная локальная система сформировалась ~95–90 млн лет назад и является северным продолжением рифтогенной системы залив Баффина–острова Аксель-Хейберг и Элсмир.

Прямые наблюдения склонов хр. Менделеева с помощью научно-исследовательской подводной лодки (ВМФ МО, Россия) и результаты поверхностного бурения показали, что они пронизаны интрузиями типа даек и силлов баррем–альбского

возраста [31, 154]. При этом пик нижнемелового магматизма концентрируется в узком диапазоне 110–114 млн лет назад [154].

В образцах магматических пород обнаружены единичные зерна цирконов с изотопным возрастом 83–87 млн лет, формирование которых связывается с раскристаллизацией цирконов нижнемелового возраста в результате влияния этапа верхнемелового магматизма, проявленного в пределах Высоко-Арктической магматической провинции.

Между Аляской и хр. Ломоносова расположена яркая и узнаваемая в любых дистанционных данных структура, объединяющая Чукотское плато и хребет Нортвинд [132] (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Изотопное датирование методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ низко- и высокотитанистых толеитовых базальтов, драгированных на подводных склонах чуть севернее Чукотского плато и хребта Нортвинд, показало их меловые возрасты (118–112, 105–100 и 90–70 млн лет) [49, 94, 132].

Для отрога Хеали, являющегося северным продолжением Чукотского плато, имеются две датировки 88.98 ± 1.37 и 90.27 ± 1.15 млн лет [132] (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Северная область, расположенная между хребтом Нортвинд и Чукотским плато и их продолжениями в Американо-Арктический бассейн в виде отрогов Нортвинд и Хеали, имеет явные следы растяжения [54], которое в рельефе дна и гравитационных аномалиях отчетливо прослеживается в северном направлении в сторону хр. Альфа (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

В разрезе осадочного чехла на шельфе Аляски выделяется поверхность несогласия с возрастом ~90 млн [95, 102]. Возрастная привязка данной границы частично базируется на результатах термо-геохронологических исследований образцов осадочных пород, отобранных из самой северной скважины Попкорн (см. рис. 7, а).

Согласно полученным оценкам в интервале ~90–65 млн лет фиксируется эксгумация пород [97]. На Тихоокеанском побережье Евразии ~106–76 млн лет назад сформировался окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс [38]. При этом максимально интенсивная вулканическая деятельность происходила ~90–84 млн лет назад [38].

Было проведено комплексное геологическое изучение, включавшее термо-геохронологические исследования, о. Врангеля и расположенной к югу от него прибрежной Чукотки. Фор-

мирование плутонов на Чукотке происходило 108–100 млн лет назад, после чего ~95 млн лет назад последовало быстрое охлаждение (биотит, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) [127]. Поднятие, эрозия и развитие регионального несогласия ~89 млн лет назад связывается с ослаблением магматизма в данном районе по мере того, как он переместился на юг, сформировав в тектонической обстановке от нейтральной до слабого растяжения Охотско-Чукотский вулканический пояс [127].

Анализ сейсмических данных в центральной и восточной частях хр. Ломоносова

Как установлено многочисленными геолого-геофизическими исследованиями, хребет Ломоносова является блоком с континентальной корой, который до открытия Евразийского бассейна, начавшегося в раннем палеогене, располагался вдоль северного края современного шельфа Баренцева и Карского морей [8, 23, 26, 41, 48, 112, 115, 116, 119].

Начиная от скважин АСЕХ, расположенных примерно в центре хр. Ломоносова, в сторону континентальной окраины Восточно-Сибирского моря хр. Ломоносова достаточно хорошо изучен сейсмическими методами [115, 121, 137] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Самая глубокая скважина проекта АСЕХ, расположенная вдоль линии сейсмического профиля AWI91090 на хребте Ломоносова, пройдя 404.8 м до уровня кайнозойских отложений, вскрыла породы, залегающие ниже региональной поверхности несогласия, выделяемой на сейсмических профилях [115] (см. рис. 7, а; рис. 8, а).

Породы представлены уплотненными песками, песчаниками и аргиллитами, содержащими агглютинированные фораминиферы, динофлагеляты, а также споры и пыльцу [44]. Выделенные из отложений этой части разреза динофлагеляты определены как домастрихтские и кампанские [43]. Над верхнемеловыми породами установлен перерыв в осадконакоплении продолжительностью 15 млн лет, т.к. вышележащие черные глины по динофлагелятам определены как позднепалеоценовые и их формирование связывается с началом спрединга в Евразийском бассейне [43, 44].

Изучение спорово-пыльцевых комплексов из образцов пород в самой нижней части скважины определяет позднемеловой (мастрихтский)–палеоценовый (датский) возраст, хотя отмечается, что этот интервал имеет более широкий стратиграфический интервал – кампан–мастрихтский, возможно, кампан–датский [10].

При привязке положения скважины АСЕХ к сейсмическому профилю AWI91090 в самой нижней части разрез скважины попадает в верхнюю часть полуграбена, падающего в сторону Евразийского бассейна, т.е. можно принять кампанский возраст самых нижних отложений, расположенных в полуграбене [116] (рис. 9, а).

На близком профиле AWI91091 часть хребта, направленная в сторону Евразийского бассейна, характеризуется усеченным выполнением в полуграбенах, а на противоположной стороне отчетливо прослеживается проградация подстилающих осадков в сторону котловины Макарова [115, 121] (см. рис. 9, б).

Аналогичная картина наблюдается также для сейсмического профиля ARC1407A (см. рис. 9, в).

Выявленное на северо-востоке арх. Земля Франца-Иосифа начало эксгумации пород ~90 млн лет назад коррелируется с возрастом начала остывания пород (~95 млн лет назад), отобранных на современном склоне хр. Ломоносова со стороны котловины Амундсена и напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа [119] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Этот процесс вызвал проградацию осадков со стороны Баренцево–Карской окраины (ее состав входил хр. Ломоносова) в сторону Амеразийского бассейна, что привело к началу формирования осадков на склоне хр. Ломоносова со стороны котловины Макарова. В этом случае самая нижняя часть осадочного чехла, расположенная выше поверхности акустического фундамента, предположительно, начала формироваться в сеноман–туроне (~95–90 млн лет).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведенные данные отчасти совпадают с тем, что для склона хребта Ломоносова в сторону Евразийского бассейна характерны палеоценовые рифты, предшествовавшие началу раскрытия Евразийского бассейна, а для противоположенного склона типичны рифты мелового возраста [23]. Хотя существует различие в интерпретации возраста осадков, т.к. в работе [23] возраст меловых рифтов и, следовательно, нижней части осадочной толщи, принимается апт–альбским (древнее 100 млн лет), синхронным возрасту рифтов бассейна Подводников.

В работе [23] опубликован композитный сейсмический профиль ARC, фрагмент которого начинается в котловине Амундсена, пересекает хр. Ломоносова, террасу Ломоносова, отрог Геофизиков

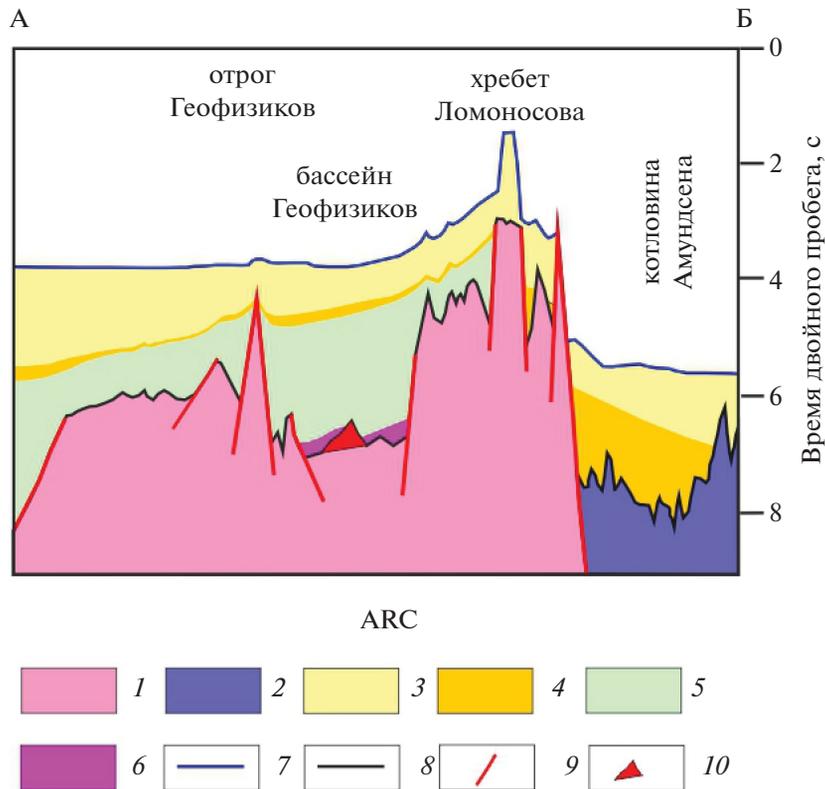


Рис. 8. Фрагмент композитного сейсмического профиля ARC (по [23], с изменениями).

1–2 – тип земной коры: 1 – континентальная редуцированная, 2 – океаническая; 3–5 – осадочный чехол: 3 – верхнекайнозойский, 4 – нижнекайнозойский, 5 – меловой (<90 млн лет (?)); 6 – контрастные отражения в нижней части отложений – магматические объекты (?); 7 – рельеф дна; 8 – рельеф фундамента; 9 – разломы; 10 – вулкан (?)

и заканчивается в котловине Подводников (см. рис. 8). По характеру рельефа дна участок между хр. Ломоносова и отрогом Геофизиков назван террасой Ломоносова [23]. По характеру рельефа поверхности акустического фундамента участок относится к локальному рифтогенному бассейну [23], который нами условно назван бассейном Геофизиков.

В центре бассейна расположено локальное поднятие с характерными контрастными отражениями, позволяющими предположить его магматическую природу (вулкан (?)). Рифтогенный бассейн четко прослеживается в гравитационных аномалиях в виде линейного минимума, который продолжается до бровки континентального склона Восточно-Сибирского моря (см. рис. 7, б). Мы предполагаем, что рифтогенный бассейн Геофизиков начал формироваться в сеноман–туроне (~95–90 млн лет назад) и соединился с северным окончанием рифтогенной системы хр. Альфа трансформным разломом.

На юге рифтогенный бассейн Геофизиков упирается в выделяемый в некоторых работах [14,

21, 65, 70, 95] предполагаемый Хатанго-Ломоносовский трансформный разлом, вдоль которого происходило перемещение хребта Ломоносова относительно континентальной окраины в период кайнозоя вследствие раскрытия Евразийского бассейна. Не существует единого мнения как в части факта существования, так и в части возраста формирования данного гипотетического трансформного разлома.

На основании российских сейсмических данных, выделен глубокий прогиб Вилькицкого с мощностью осадков до 5.5 км, отделяющий хребет Ломоносова от поднятия Де-Лонга, расположенного в северо-западной части Восточно-Сибирского моря [26]. Подтверждается представление о непрерывности опорных отражающих горизонтов, протягивающихся со стороны шельфа через прогиб Вилькицкого и продолжающихся на хр. Ломоносова, хотя данное утверждение применимо только для верхней части осадочного разреза. В сейсмической записи вертикальные нарушения в средней и нижней частях разреза осадочного чехла в прогибе отождествляются с нормальными

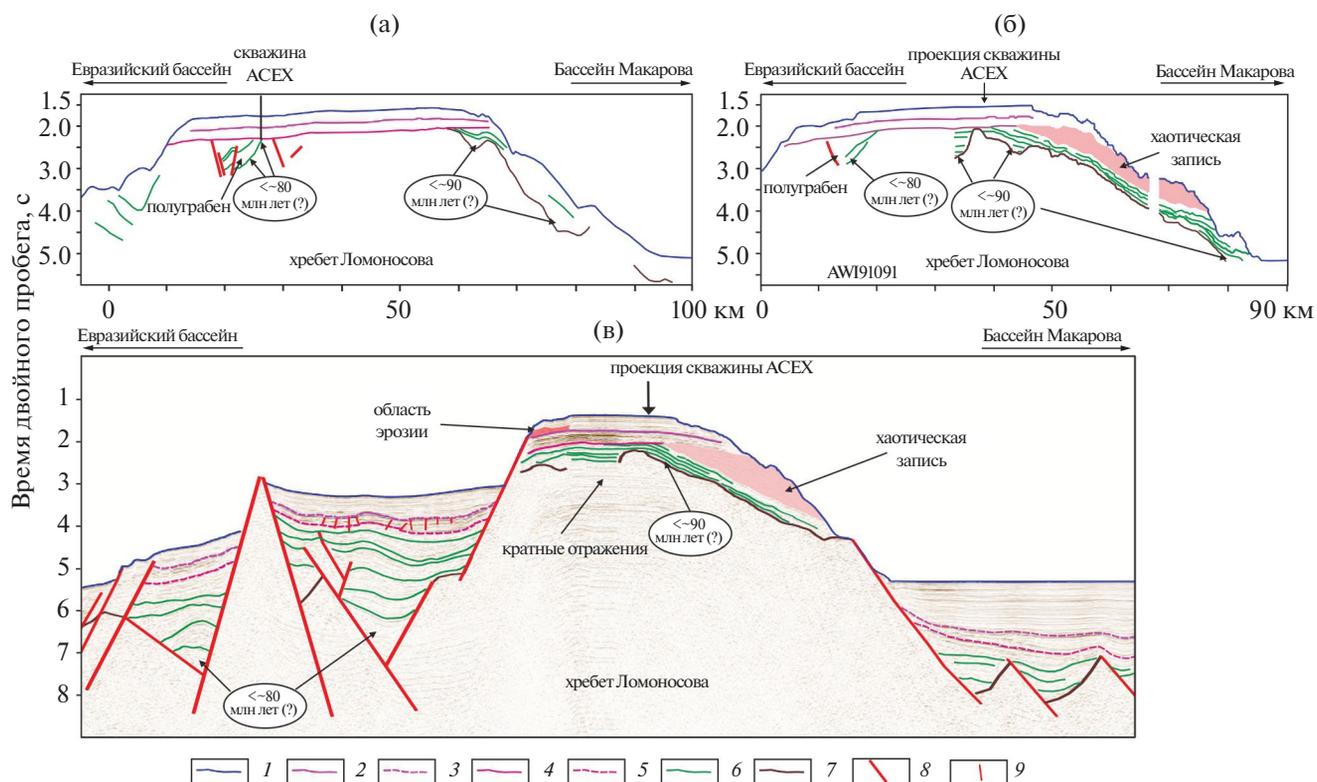


Рис. 9. Интерпретация сейсмических профилей AWI91090, AWI91091 и ARC1407A (фрагмент).

Положение профилей – см. рис. 7, а.

(а)–(в) – Сейсмические профили: (а) – AWI91090, (по [112,116]); (б) – AWI91091, (по [112,116]); (в) – ARC1407A (фрагмент), (по [135]).

1–7 – геологические границы: 1 – дно, 2 – граница несогласия (44.4–18.2 млн лет), 3 – предполагаемое положение границы несогласия (44.4–18.2 млн лет), 4 – граница несогласия, соответствующая началу спрединга в Евразийском бассейне (57.4 млн лет), 5 – предполагаемое положение границы несогласия, соответствующей началу спрединга в Евразийском бассейне (57.4 млн лет), 6 – характерные отражения в осадочном чехле позднемиоценового (?) возраста, 7 – акустический фундамент; 7–8 – разломы: 8 – основные, 9 – в палеогеновом (57.4–44.4 млн лет) осадочном чехле

разломами, а не трансформными, поэтому оспаривается факт существования Хатанго-Ломоносовского трансформного разлома [26].

В работе [135] допускается возможность трансформного перемещения хребта Ломоносова вдоль восточной части континентальной окраины моря Лаптевых только в период начальной спрединговой истории развития Евразийского бассейна. В соответствии с геодинамической моделью [21] обосновывается существование трансформного разлома с момента начала спрединга в Евразийском бассейне (~57 млн лет назад) до замедления спрединга (~44 млн лет назад), что связывается с прекращением существования Тихоокеанской плиты Кула.

На основании интерпретации большого количества сейсмических данных, предполагается, что локальные депрессии в осадочном чехле, расположенные над разломами в фундаменте прогиба Вилькицкого, могут быть следами

Хатанго-Ломоносовского трансформного разлома, существовавшего без значительных горизонтальных перемещений [136]. Сейсмический профиль, пересекающий юго-восточную часть Евразийского бассейна, хребт Ломоносова и прилегающую котловину Подводников фиксирует отсутствие нарушений в кайнозойских осадках, что позволяет предположить возможное трансформное перемещение вдоль Хатанго-Ломоносовского разлома только в период доспрединговой истории развития Евразийского бассейна [113, 114] (см. рис. 7, а, б).

В работе [23] предполагается, что на юге продолжением рифтогенного бассейна Геофизиков является Восточно-Анисинский бассейн, расположенный параллельно бровке континентального шельфа, но остается открытым вопрос дальнейшего продолжения оси раскрытия в пределы моря Лаптевых.

Структура шельфа моря Лаптевых представлена серией глубоких рифтов и высоко стоящих блоков фундамента, образующих сложную рифтовую систему. Выделены две основные системы [28, 29]:

– западная система, в которую входят Южно-Лаптевский рифтовый бассейн и Усть-Ленский рифт;

– восточная система, в которую входят Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, Бельковско-Святоносский, Анисинский и Новосибирский рифты.

Формирование рифтогенной системы связано с тем, что данный регион в течение последних 70–60 млн лет являлся одним из сегментов границы Северо-Американской и Евразийской плит в Арктике [11, 70]. Сейсмические данные надежно фиксируют уменьшение мощности осадков в рифтовых бассейнах с запада на восток, что предполагает омолаживание рифтогенеза в восточном направлении в верхнем мелу [12].

Серия плитотектонических реконструкций допускает обратное направление рифтогенной миграции с востока на запад [136], хотя сейсмические данные убедительно свидетельствуют о почти двукратном увеличении глубины западных бассейнов (Южно-Лаптевский рифтовый бассейн и Усть-Ленский рифт), в сравнении с восточными бассейнами (Бельковско-Святоносский, Анисинский и Новосибирский рифты) [69, 70].

Мы придерживаемся предположения о миграции системы в восточном направлении [12].

Западный контур рифтогенной системы моря Лаптевых, представленный в работе [70], значительно отличается от результатов обобщений, выполненных в рамках составления Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [2, 28, 29]. Южно-Лаптевский рифтовый бассейн (западная система моря Лаптевых) продолжается до северо-западной части области дельты р. Лена [28, 29]. Граница рифтогенной системы в пределах дельты р. Лена выделяется неоднозначно.

В работе [70] в данном сегменте граница проводится вблизи береговой черты р. Лена.

В работе [2] почти вся дельта р. Лена считается затронутой меловым–кайнозойским рифтогенезом. На южном продолжении Южно-Лаптевского рифтогенного бассейна в северо-западной части верхоянской складчато-надвиговой системы расположены наложенные Кенгдейский, Согинский, Кунгинский, Хара-Улахский и Хорогорский грабены, а также западная часть Быковского грабена,

находящаяся в пределах суши [5]. Все они выполнены палеогеновыми континентальными отложениями. Наиболее крупный Кенгдейский грабен длиной около 90 км и шириной до 8–12 км простирается в северо-северо-западном направлении.

В работе [70] показана корреляция системы рифтов и грабенов моря Лаптевых с региональным аномальным гравитационным полем и, если ориентироваться на него, то самые крупные линейные грабены четко располагаются внутри вытянутой отрицательной аномалии, прослеживающейся на продолжении Южно-Лаптевской рифтогенной системы (см. рис. 7, б).

Вблизи Согинского, Кенгдейского и Кунгинского грабенов выделяются маломощные, как правило, линейные дайки, относящиеся с Согинскому комплексу, внедрение которых связано с грабенообразованием [5]. Дайки трахибазальтов и субщелочных долеритов имеют мощность 2–50 м, длину 2–7 км и залегают вертикально среди терригенных отложений каменноугольно–пермского возраста, хотя длина одной из даек достигает 18 км. Возраст двух даек, определенный U/Pb методом, составляет 86 ± 4 и 89 ± 2 млн лет, что связывается с начальным проявлением рифтинга, предшествовавшего раскрытию Евразийского бассейна [148].

Поддерживая данную точку зрения, мы предполагаем, что ~95–90 млн лет назад начался континентальный рифтогенез в западной системе рифтов – Южно-Лаптевской, и дальнейшая миграция рифтогенной системы происходила в направлении с востока на запад [12]. В этом случае соединение рифтогенного бассейна Геофизиков с Южно-Лаптевским могло осуществляться по локальному трансформному разлому, который существовал только в период доспредиинговой истории развития Евразийского бассейна, как это было ранее предложено в работе [114]. Полагаем, что в начальной стадии рифтогенеза в верхнем мелу не существовало единого трансформного разлома, а соединение происходило по системе локальных бассейнов типа пулл-апарт.

В период спредиинговой кайнозойской истории Евразийского бассейна в палеогене происходили изменения направления раскрытия бассейна [88], что могло вызывать непродолжительную по времени реактивацию отдельных сегментов в системе локальных бассейнов типа пулл-апарт и в итоге сформировать Восточно-Анисинский бассейн. В этом случае, самые нижние слои осадочного чехла, выделяемого в северной части Южно-Лаптевской рифтогенной системы

и в Восточно-Анисинском бассейне, могут быть представлены континентальными отложениями сеноман–туронского возраста.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛОЖЕНИЯ РИФТИНГОВОЙ СТРУКТУРЫ

Геодинамическая эволюция восточного сектора Арктики в мелу и кайнозойе во многом связана с субдукцией океанической литосферы Тихого океана под северо-восточную окраину Азии [19, 20, 32, 38, 128].

Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции под литосферой Арктики и Северо-Восточной Азии достаточно точно объясняет возникновение Евразийского бассейна как результат движения Баренцево–Карского сегмента Евразийской плиты навстречу плите Кула, субдуцировавшей под окраину Азии [19, 20]. Плита Кула сформировалась из частей Тихоокеанской плиты, Изаанаги и Фараллон ~83 млн лет назад и вошла в состав Тихоокеанской плиты ~40 млн лет назад или полностью субдуцировала ~44 млн лет назад [21, 160].

Согласно геодинамической модели, смещение хребта Ломоносова, являющегося блоком континентальной коры, относительно Евразийской окраины вдоль Хатанга-Ломоносовской трансформной зоны, происходило от верхнего палеоцена до середины эоцена и объясняется очень быстрой субдукцией (12 см/год) плиты Кула под Арктику [21]. При этом векторы перемещения плиты Кула были направлены ортогонально к зоне субдукции [21] (см. рис. 6).

Согласно реконструкции для возраста начала раскрытия Евразийского бассейна [21] в нижнем палеогене (~57 млн лет назад) предполагается существование двух ограничительных трансформных зон, тянущихся в сторону Тихого океана и ограничивающих Амеразийскую микроплиту, включающую в себя Амеразийский бассейн, Чукотское плато и хр. Нортвинд, значительную часть Чукотского моря и хр. Ломоносова (см. рис. 6).

Первая трансформная зона, начинающаяся от Хатанга-Ломоносовского трансформного разлома, продолжается по бровке континентальных склонов Восточно-Сибирского и северо-западной части Чукотского моря и по 170° в.д. тянется в сторону Тихого океана. Вторая трансформная зона, предположительно, располагалась вдоль современных подножий склонов северной Гренландии и Арктического Канадского архипелага. Южнее

начала данной трансформной зоны в раннем палеогене между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами сформировалась Гренладская плита, просуществовавшая до раннего олигоцена [51, 88, 138, 151].

На севере Северная Атлантика разделяется на две части:

– западная часть – расположена между Северной Америкой и Гренландией – на юге она начинается в Лабрадорском море, в котором спрединг начался ~62.5 млн лет назад, и продолжается на север – в залив Баффина, в котором спрединг начался ~59 млн лет назад [45, 103, 138];

– восточная часть – расположена между Евразией и Гренландией, спрединг в которой, согласно идентификации линейных магнитных аномалий, начался ~57 млн лет назад [87, 92].

Тогда Арктический сектор в начале палеогена в соответствии с реконструкцией, изложенной в работе [21], в глобальном плане можно условно разделить на три сегмента.

- Западный сегмент, включающий часть Северной Америки (за исключением Аляски) и Гренландию. На Тихоокеанском побережье западного сегмента в результате субдукции океанической плиты уже сформировались Северо-Американские Кордильеры, а между восточным побережьем и о. Гренландия образовались рифтогенные бассейны Лабрадорского моря/залива Баффина.

- Центральный сегмент – начинается на Тихоокеанском побережье Аляски и продолжается в Амеразийский бассейн, включая будущий хребет Ломоносова.

- Восточный сегмент, включающий Северо-восточную часть Евразии, на Тихоокеанском побережье которого в результате субдукции океанической плиты сформировался Охотско-Чукотский вулканический пояс, а в пределах Арктического бассейна уже возникла рифтогенная система моря Лаптевых.

Это предположение основано на существенных отличиях геологического строения и времени формирования магматических поясов Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер [38, 128].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе [38] отмечены значительные различия магматизма, проявленного вдоль простирания Евразийской окраины России и Тихоокеанского побережья Северной Америки, что связывает

ся с различными тектоническими обстановками и различием субдукционных обстановок.

В период ~119–90 млн лет “укорачивание” земной коры в Тихоокеанском регионе Северной Америки совпадает с первым рифтогенным этапом в западной части Северной Атлантики. Начавшееся ~125 млн лет назад движение Северо-Американских Кордильер “навстречу желобу” [38], привело к “освобождению” пространства между Северо-Американской плитой и Гренландией и началу активного рифтинга. Поэтому в дополнение к сформированной к этому времени области растяжения в восточной части Северной Атлантики между Гренландией и Евразией появилась дополнительная область растяжения. Ось растяжения в заливе Баффина могла находиться в пределах грабенов залива Мелвилл (см. рис. 7, а, б).

Произошедшая ~95–88 млн лет назад перестройка движения литосферных плит привела к началу деформации континентального моста, существовавшего между северо-восточной частью о. Гренландии и арх. Шпицберген и появлению разломов сжатия в нижнемеловой–нижнесеноманской осадочной толще в грабенах залива Мелвилл [69, 100, 104, 120].

Совпадение этапа магматизма и эксгумации пород на севере Северо-Атлантического сегмента ~97–90 млн лет очевидно свидетельствует о резком изменении геодинамического режима в Тихоокеанском секторе, что подтверждается окончанием ~90 млн лет назад этапа гранитоидного магматизма в Северо-Американских Кордильерах [38].

Реконструкция истории Тихого океана и его предшественника – гипотетического океана Панталасса – во многом связана с субдукцией более 95% Тихоокеанско–Панталасской литосферы, начавшейся в поздней юре ~150 млн лет назад [160]. Формирование океанической коры в мелу в пределах Тихоокеанско–Панталасского домена классически моделируется как система из четырех основных литосферных плит – Тихоокеанской плиты и окружающих ее плит Изнаги, Фараллон и Феникс, которые, как считается, существовали на протяжении большей части мезозоя [125, 133, 152, 153, 160].

Однако океаническая литосфера плит Изнаги, Фараллон и Феникс почти полностью утрачена в результате субдукции, поэтому контур их границ в значительной степени определяется кинематическими моделями, связанными с абсолютным движением Тихоокеанской плиты [125, 153, 160].

Наиболее точному определению кинематики движения Тихоокеанской плиты способствует наличие в ее пределах большого количества горячих точек – вулканических подводных гор и крупных вулканических областей мелового возраста, известных как крупные изверженные провинции, к которым относятся поднятия Шатского, Гесса и Магеллана, плато Онтонг–Ява, Манихики и Хикуранги, бассейн Науру и Средне-Тихоокеанские горы [50, 56, 75, 78].

Значительная переориентация следов горячих точек ~95 ± 8 млн лет назад в Тихом океане подтверждает глобальный характер и синхронность события реорганизации плит, произошедшего ~95 млн лет назад [125, 164]. Наиболее поздняя кинематическая модель показывает, что в этот момент произошло резкое изменение направления движения Тихоокеанской плиты, которая стала двигаться в северо-западном направлении относительно мантийных плюмов [160]. Такое изменение направления движения Тихоокеанской плиты должно было отразиться и на ближайших плитах – Изнаги, субдуцировавшей под Евразию и плиты Фараллон, субдуцировавшей под Северную Америку.

Вероятно, резкая перестройка движения плит в северном секторе Тихого океана привела к тектонической перестройке и в Северо-Атлантическом сегменте. На первоначальном этапе могла произойти реактивация старых разломных швов, о чем может свидетельствовать этап магматизма на о. Элсмир с возрастом ~96–90 млн лет [61, 79, 80, 118, 157].

Возраст базальтовых даек и силлов, отобранных в зоне разломов оз. Хейзен, расположенное в северной части о. Элсмир, который входит в состав островов Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, определенным методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, колеблется в интервале 96.4 ± 1.6 млн лет [79]. Данная разломная зона, расположенная вдоль центральной части о. Элсмир почти ортогонально хребту Альфа, отделяет домен Северного Элсмира от расположенного южнее стабильного блока Хейзен [140] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Блок Хейзен характеризуется горизонтальными палеогеновыми отложениями группы Еурика Саунд Групп, лежащими над крутопадающими слоями палеозойского складчатого пояса Хейзен, что предполагает только незначительное влияние юриканских деформаций [53, 140]. В гравиметрических аномалиях в редукции Буге зона, отделяющая домен северной части о. Элсмир от стабильного

блока Хейзен, выражена линейным гравиметрическим максимумом плато Хейзен [140].

Гравитационное моделирование показало, что глубина до поверхности Мохо под большей частью домена северной части о. Элсмир и плато Хейзен составляет ~38 км, в разделяющей их зоне резко уменьшается до 32–34 км [140]. История формирования о. Элсмир очень сложна и затронута многочисленными тектоническими событиями, кульминацией которых стал позднедевонский–раннекаменноугольный элсмирский орогенез [161].

Мы можем предположить, что в начальный этап резкой перестройки направления движения плит в Тихоокеанско–Панталасском секторе вызвал реактивацию старой разломной системы элсмирского орогенеза, в результате чего, в зоне отделения домена северной части о. Элсмир от стабильного блока Хейзен произошел континентальный рифтогенез, сопровождавшийся коротким импульсом базальтового магматизма.

На западном побережье о. Аксель-Хейберг U–Pb возраст базальтов составляет ~95 млн лет [118]. Положение точек отбора образцов базальтов совпадает с осью линейного локального максимума гравиметрических аномалий в редукции Буге – западный максимум о. Аксель-Хейберг [140] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

С запада от оси посередине о. Эллеф-Рингнес проходит дуга (свод) Корнуолла, с востока вдоль восточного побережья о. Аксель-Хейберг находится дуга (свод) принцессы Маргарет [140]. Гравитационное моделирование показывает неглубокое залегание поверхности Мохо под осью и дугами (сводами) на глубине ~32–34 км [140].

Данная параллельная система направления юг–север, вдоль которой проявлен меловой магматизм с возрастом 95–81 млн лет, очевидно связана с продолжением рифтинга из залива Баффина [61, 80, 118, 157]. При этом на севере система ортогонально ограничивается северным гравитационным максимумом бассейна Свердруп, под которым, согласно гравитационному моделированию, поверхность Мохо залегает на глубинах <30 км, что на ~3–6 км меньше, чем под соседними блоками земной коры (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

В генеральном плане направление северного гравитационного максимума бассейна Свердруп, параллельное склону Американо-Северного бассейна, совпадает с зоной разделения домена Северного Элсмита от стабильного блока Хейзен, также характеризующейся уменьшением глубины положения поверхности Мохо.

Мы предполагаем следующий сценарий развития данного сегмента. Изучение следов горячих точек, которые на поверхности Тихоокеанской океанической плиты проявлены в виде вулканических подводных гор, крупных вулканических областей, подводных хребтов, показывает быстрое изменение направления движения плит, произошедшее ~95 млн лет назад [160].

Первоначальный этап резкого изменения направления движения океанических плит Изагаги и Фараллон в раннем сеномане привел к сжатию нижнемеловых рифтогенных прогибов залива Баффина, о чем свидетельствуют разломы сжатия в грабене залива Мелвилл. На о. Элсмир произошла реактивация разломной зоны оз. Хейзен, в которой предполагается ограниченное правостороннее движение, что предопределило появление в этой зоне магматизма с возрастом ~97–94 млн лет [80].

Перестройка направления движений плит в Тихом океане закончилась быстро, поэтому этап сжатия в заливе Баффина сменился этапом растяжения, направленным ортогонально западному побережью о. Гренландия и восточному побережью Северной Америки. В бассейне Свердруп растяжение видимо происходило в локальных сегментах, которые фиксируются дуговыми сегментами утонения континентальной коры и подъемом поверхности Мохо. Наблюдается тенденция проградации системы в восточном направлении.

Возраст базальтов в районе западного линейного локального максимума гравиметрических аномалий составляет:

- ~95 млн лет (о. Аксель-Хейберг) [118];
- ~92 млн лет (в районе горного хребта принцессы Маргарет на о. Аксель-Хейберг) [61].

Это соответствует по возрасту появления на северном побережье о. Элсмир интрузивного комплекса Вутон с возрастом 93–92 млн лет, структурно простирающегося в северо-восточном направлении и тектонически контролируемого ранее образованными разломными зонами [80].

Перестройка направлений движения плит Тихого океана, включая их глубинные субдуцировавшие компоненты, закончилась ~90 млн лет назад, о чем свидетельствует завершение данного этапа магматизма в бассейне Свердруп. Ось растяжения в заливе Баффина сегментировано проходила в пределах бассейнов Кивиок и Джонс-Саунд и продолжалась на восточном побережье острова о. Аксель-Хейберг в пределах дуги принцессы Маргарет и далее со смещением располагалась в районе интрузивного комплекса Вутон.

Мы полагаем, что в пределах Амеразийского бассейна ~95–90 млн лет назад растяжение затронуло центральную часть хр. Альфа и сформировало систему отчетливо картируемых осевых локальных грабенов (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Далее ось растяжения продолжалась в котловину Подводников между хр. Ломоносова и отрогом Геофизиков и соединялась с юго-западными грабенами рифтогенной системы моря Лаптевых и затрагивала прилегающую область северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Для времени ~106–60 млн лет назад наблюдаются определенные закономерности генеральных направлений сжатия и растяжения в Тихоокеанском секторе [38, 127] (см. рис. 6). Область сжатия Северо-Американских Кордильер продолжалась на Аляску и затрагивала ее значительную область. Только вблизи побережья Чукотского моря в хр. Брукса и расположенном относительно рядом меловом гранито-гнейсовом куполе Киглуайк, где зафиксирован этап магматизма/метаморфизма с возрастом ~91 млн лет, предполагается растяжение [42, 128].

Область шельфа Берингова моря рассматривается как формировавшаяся в условиях генерального движения в сторону Тихого океана. Максимально интенсивная вулканическая деятельность в окраинно-континентальном Охотско-Чукотском вулканоплутоническом поясе происходила ~90–84 млн лет назад [38].

Пику максимальной вулканической активности в период 90–84 млн лет назад предшествовало снижение магматической активности в конце сеномана (96–94 млн лет) и начале турона (94–92 млн лет), что отражает период перестройки системы плит в Тихом океане в результате изменения направления движения плиты Изнаги [38].

В Амеразийском бассейне на траверсе купола Киглуайк (в современном положении материков) закартирована область растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали, где зафиксирован этап магматизма с возрастом ~89–90 млн лет [54, 132]. Направление растяжения в данной области ортогонально направлению растяжения на Аляске (см. рис. 6).

При этом в аномальном гравитационном поле область растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали картируется линейной отрицательной аномалией, цепочки которой продолжают в сторону южной части хр. Альфа (см. рис. 7, б).

Возможно, что в сеномане–туроне в Амеразийском бассейне существовали две области растяже-

ния. В дополнение к основной оси растяжения существовала второстепенная система, которая начиналась от южной части хр. Альфа и продолжалась в направлении растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали. Возникновение второстепенной системы могло быть связано с разными режимами субдукции в Тихоокеанском секторе, проявленными в виде сжатия Северо-Американских Кордильер–прилегающей Аляски и растяжения на шельфе Берингова моря.

Можно предположить со значительной степенью условности, что в пределах шельфа Берингова моря в начале позднего мела проходила граница между двумя субдуцирующими океаническими плитами – плитой Изнаги (субдуцирующей под Евразию) и плитой Фаралон (субдуцирующей под Северную Америку и большую часть Аляски).

В периоды реорганизации направлений движения плит, одним из которых и является сеномано–туронский этап, граница между двумя плитами, как и их глубинные субдуцированные части, продолжавшиеся в Амеразийский бассейн, подстраивались относительно друг друга.

Возможно, что растяжение в Беринговоморской части Аляски и предполагаемая второстепенная область растяжения в Амеразийском бассейне являются глубинными субдуцированными составляющими плит и возвратных верхнемантийных течений. Сложно предположить, что в период мела существовала единая и непрерывная граница между двумя субдуцирующими плитами.

Мы предполагаем наличие области, в пределах которой на некоторых участках осуществлялось растяжение, а на других участках происходили трансформные перемещения, компенсирующие различия в скоростях субдукции плит и изменения направлений их перемещений.

В верхнем мелу рифтогенез в море Лаптевых происходил импульсивно и подчинялся перестройке направления движений плит в Тихоокеанском секторе. Короткий этап активизации в период времени ~96–89 млн лет назад в море Лаптевых сменился этапом покоя и основные события происходили в Азиатском секторе, что фиксируется максимальной магматической активизацией. В период покоя в спокойной обстановке накапливались слабо консолидированные осадки в бассейне Геофизиков, начавшейся формироваться рифтогенной системе моря Лаптевых и соединяющей их системе локальных бассейнов типа пулл-апарт.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Методом трекового датирования апатита установлен возраст ~90 млн лет начала быстрой эксгумации пород на северо-востоке арх. Земля Франца-Иосифа.

2. Полученный возраст очень близок к началу позднемелового этапа ~95 млн лет остывания горных пород, отобранных со склона хр. Ломоносова со стороны Евразийского бассейна напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа.

По результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A, пересекающего хр. Ломоносова в центральной части, в нижней части разреза установлена проградация осадков в сторону Американского бассейна.

Проградация осадков была вызвана позднемеловой эксгумацией пород Палеобаренцево–Карской континентальной окраины, включавшей в себя будущий хр. Ломоносова, что предполагает сеноман–туронский возраст нижней части проградационных осадочных отложений.

3. Возраст остывания пород в интервале ~95–90 млн лет широко проявлен на побережье северной части Северной Атлантики и в Арктике, полученный возраст коррелируется с сеноман–коньякским этапом магматизма (~97–89 млн лет) на о. Аксель-Хейберг и о. Элсмир, входящих в состав Арктического Канадского архипелага, на хребте Альфа и в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса вблизи побережья моря Лаптевых.

Сеноман–коньякский этап тектоно-магматической активизации связан с этапом рифтинга. Предполагается, что сегментированная ось растяжения проходила:

- в грабенах залива Мелвилл (пригренландская часть залива Баффина);
- в пределах о. Аксель-Хейберг и о. Элсмир;
- в центральной части хребта Альфа;
- в западной части котловины Подводников между хребтом Ломоносова и отрогом Геофизиков;
- в системе юго-западных грабенов моря Лаптевых и прилегающей области северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса.

4. Причиной сеноман–коньякского этапа тектоно-магматической активизации явилась перестройка направлений движения Тихоокеанских плит, произошедшая ~95 млн лет назад. Это подтверждает более раннее предположение о прямом влиянии в мелу на геодинамическую эволюцию

Арктики и Северо-Восточную Азию характера режима субдукции океанической литосферы в северо-западной части Тихого океана.

Проявляется очевидная корреляция между этапом сжатия земной коры на Тихоокеанской стороне Северной Америки, что фиксируется магматизмом (~119–90 млн лет) в Северо-Американских Кордильерах и активизацией рифтинга в системе “Лабрадорское море–залив Баффина”.

Начавшееся ~125 млн лет назад движение Северо-Американских Кордильер по направлению к желобу привело к возникновению пространства между Северо-Американской плитой и Гренландией, что инициировало активный рифтинг в системе “Лабрадорское море–залив Баффина”. В связи с чем, в дополнение к ранее сформированной области растяжения в восточной части Северной Атлантики, появилась еще одна область растяжения в западной части Северной Атлантики.

Благодарности. Авторы выражают признательность чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия) и к.г.м.н. А.В. Прокопьеву (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, Россия) за предоставление данных по магматизму Восточной Арктики.

Авторы сохраняют память об ушедшей коллеге В.И. Петровой (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия), которая провела консультации по степени катагенетических преобразований органического вещества, содержащегося в керне скв. Северная. Авторы благодарны рецензенту А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00440 “Построение моделей тектонической эволюции осадочных бассейнов Арктической зоны России по геохронологическим и геолого-геофизическим данным”.

Соблюдение научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абашеев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э. Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и палеомагнитных данных // ДАН. 2020. Т. 493. № 1. С. 16–20.
2. Большианов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П., Гавриш А. и др. Государственная геологическая карта

- Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Лаптево-Сибироморская. — Лист S-51 — Оленёкский залив, S-52 — дельта р. Лены. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл.
3. Бро Е.Г., Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З., Войцеховская А.Г., Краснова В.Л., Можяева О.В. Осадочный чехол Баренцевоморского шельфа по данным параметрического бурения на островах. — В сб.: *Проблемы нефтегазоносности Мирового Океана*. — М.: Наука, 1989. С. 191–197.
 4. Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худoley А.К., Ершова В.Б., Казакова Г.Г., Ветров Е.В. Термохронология северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2019. Т. 24. № 4. С. 49–66. Doi: <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2019-24-4-4>
 5. Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д., Емельянова Е.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Верхояно-Колымская. — Лист R-52 — Тикси. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 312 с. + 3 вкл.
 6. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // *Геотектоника*. 2006. № 4. С. 21–42.
 7. Грамберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1808–1820.
 8. 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.
 9. Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земля Франца-Иосифа // *Физика Земли*. 2001. № 9. С. 49–61.
 10. Деревянкин Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009. Т. 82. № 2. С. 78–84.
 11. Дибнер В.Д. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1000000. — Лист У/Т-38-41 (Земля Франца Иосифа). — М.: Госгеолтехиздат, 1957, 63 с.
 12. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 43–58.
 13. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (новая серия). — Лист U-37–40 — Земля Франца-Иосифа (северные острова). — Объяснительная записка. — Ред. А.А. Макарьев — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 272 с. + 6 вкл.
 14. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. — Лист U-41–44. — Земля Франца-Иосифа (восточные острова). — Объяснительная записка. — Ред. А.А. Макарьев — СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 220 с. + 6 вкл.
 15. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике*. — Л.: НИИГА, 1968. С.9–19. (Тр. НИИГА, 1968. Вып. 5).
 16. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // *ДАН*. 2009. Т. 425. № 2. С. 1–5.
 17. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В. Магматические комплексы островов восточного сектора Российской Арктики. — В сб.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане*. — Ред. В.Д. Каминский, Г.П. Аветистов, В.Л. Иванов — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
 18. Костева И.Н. Стратиграфия юрско-меловых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // *Арктика и Антарктика*. 2005. Т. 38. Вып. 4. С. 16–32.
 19. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. № 1. С. 3–35.
 20. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // *Арктика: Экология и экономика*. 2011. № 1. С. 104–115.
 21. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // *ДАН*. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
 22. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашибин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-Арктических поднятий // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 53. С. 34–55.
 23. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Дороница М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. — Отв. ред. Н.Б. Кузнецов — М.: ГЕОС, 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН. 2022. Вып. № 632).
 24. Пейве А.А. Сходство и различия мелового магматизма Арктики // *Геотектоника*. 2018. № 2. С. 42–57.

25. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В., Литвиненко И.В., Моргунова И.П. Молекулярная геохимия органического вещества триасовых пород северо-восточной части Баренцева моря – влияние тектонических и магматических процессов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 398–409.
26. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Павлов С.П. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680.
27. Преображенская Э.Н., Школа И.Б., Корчинская М.В. Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения). – В сборнике научных трудов: Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. – Под ред. Н.Д. Васильевской. – Л.: Севморгеология, 1985. С. 42–64.
28. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1:1 000 000 (третье поколение). – Серия Таймырско-Североземельская. – Лист S-49. – Хатангский залив. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 275 с. + 12 вкл.
29. Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Нагайцева Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1:1 000 000 (третье поколение). – Серия Лаптево-Сибироморская. – Лист S-50. – Усть-Оленёк. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 264 с. + 6 вкл.
30. Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В. и др. Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.
31. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о возрасте магматических пород поднятия Альфа-Менделеев (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования зерен циркона ДАН. 2023. Т. 513. № 1. С. 26–32.
32. Соловьев С.Д., Лобковский Л.И. Тектонические сценарии формирования арктических окраин Чукотки и Северной Аляски: от океана до коллизии. – В сб.: Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. – Отв. ред. К.Е. Дегтярев – Мат-лы LIV Тектонич. совещ., г. Москва, МГУ, янв. 2023. – М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 203–206.
33. Соловьев А.В., Зайончек А.В., Супруненко О.И., Брекке Х., Фалеиде Дж.И., Рожкова Д.В., Хисамутдинова А.И., Столбов Н.М., Хоуриган Дж.К. Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 113–128.
34. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
35. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины. – Автореф. дис. к.г.-м.н. – СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
36. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
37. Шупилов Э.В., Карякин Ю.В. Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 327–331.
38. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. Art. 103272. Doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103272
39. Alsulami S., Paton D.A., Cornwell D.G. Tectonic variation and structural evolution of the West Greenland continental margin // AAPG Bull. 2015. Vol. 99. No. 9. P. 1689–1711.
40. Altenbernd T., Jokat W., Heyde I., Damm V. A crustal model for northern Melville Bay, Baffin Bay // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119. P. 8610–8632. Doi: 10.1002/2014JB011559
41. Alvey A., Gaina C., Kuznir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. P. 310–321.
42. Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Tectonics. 1994. Vol. 13. P. 515–527. Doi: <https://doi.org/10.1029/93TC03320>
43. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
44. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. IODP-302 – (Proc. IODP – Integrated Ocean Drilling Program Management International, Edinburgh. 2006. Vol. 302), 22 p. Doi: 10.2204/iodp.proc.302.101.2006
45. Barnett-Moore N., Muller D.R., Williams S., Skogseid J., Seton M. A reconstruction of the North Atlantic since the earliest Jurassic // Basin Research. 2018. Vol. 30 (Suppl. 1). P. 160–185. Doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12214>
46. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World Gravity Map. – (Commission for the Geological Map of the World. 2012. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris), <https://ccgm.free.fr/>
47. Brekke H. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Voring and More basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 2000. № 167. P. 327–378.

48. Brozina J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg J.I., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
49. Brumley K. Geologic history of the Chukchi Borderland, Arctic Ocean. – PhD thesis. 2014. Stanford University. CA.
50. Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S., Miller J.A. The largest volcanic eruptions on Earth // *Earth Science Reviews*. 2010. Vol. 102. No. 3–4. P. 207–229. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.001>
51. Chalmers J.A., Pulvertaft T.C.R. Development of the continental margins of the Labrador Sea: A review. – In: *Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidences from Land and Sea*. – Ed. by R.C.L. Wilson, R.B. Whitmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim – Geol. Soc. Spec. Publ. London. 2001. P. 77–105.
52. Chardon D. Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc // *J. Struct. Geol.* 2003. Vol. 25. P. 91–108.
53. Christie R.L. Tertiary rocks at Lake Hazen, northern Ellesmere Island. – *Geol. Surv. Can.* 1976. Pap. No. 76–1B. P. 259–262.
54. Coakley B., Brumley K., Lebedeva-Ivanova N., Mosher D. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // *J. Geol. Soc. London*. 2016. 173. P. 967–987. Doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>
55. Cochran J., Edwards M., Coakley B. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Art. Q05019. Doi: <https://doi.org/10.1029/2005GC001114>
56. Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces – Crustal structure, dimensions and external consequences // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. No. 1. P. 1–36.
57. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013. Updated v. 2020/3. Vol. 36. P. 199–204.
58. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geol. Mag.* 2013. Vol. 150. No. 6. P. 1127–1135.
59. Dibner V.D. The Geology of Franz Jozef Land – an introduction. – In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. – Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 10–117.
60. Dibner V.D., Andreichev V.L., Tarakhovsky A.N., Shkola I.V. Timing of plateau basalts. *Geology of Franz Jozef Land*. – Ed. by V.D. Dibner, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 146). 190 p.
61. Dockman D.M., Pearson D.G., Heaman L.M., Gibson S.A., Sarkar C. Timing and origin of magmatism in the Sverdrup Basin, Northern Canada—implications for lithospheric evolution in the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 742–743. P. 50–65. Doi: [10.1016/j.tecto.2018.05.010](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.010)
62. Donelick R.A., Miller D.S. Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatites using ²⁵²Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1991. Vol. 18. P. 301–307.
63. Donelick R.A., O’Sullivan P.B., Ketcham R.A. Apatite fission-track analysis. // *Rev. Mineral. and Geochem.* 2005. Vol. 58. P. 49–94.
64. Dore A. The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and Arctic // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1991. Vol. 87. P. 441–492.
65. Dore A.G., Lundin E.R., Gibbons A., Somme T.O., Torudbakken B.O. Transform margins of the Arctic: A synthesis and re-evaluation. – In: *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. – Ed. by M. Nemcok, S. Rybar, S.T. Sinha, S.A. Hermeston, L. Ledvenyiove, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. Vol. 431). P. 63–94. Doi: <http://dx.doi.org/10.1144/SP431.8>
66. Dorr N., Lisker F., Clift P.D., Carter A., Gee D.G., Tebenkov A.M., Spiegel C. Late Mesozoic Cenozoic exhumation history of northern Svalbard and its regional significance: Constraints from apatite fission track analysis // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 514–517. P. 81–92. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.007>
67. Dorr N., Lisker F., Piepjohn K., Spiegel C. Cenozoic development of northern Svalbard based on thermochronological data // *Terra Nova*. 2019. Vol. 31. No. 3. P. 306–315. Doi: <https://doi.org/10.1111/ter.12402>
68. Dassing A., Hopper J., Olesen A., Halpenny J. New aerogeophysical results from the Arctic Ocean, north of Greenland: Implications for Late Cretaceous rifting and Eureka compression // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. No. 10. P. 4044–4065.
69. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: An overview. – In: *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers*. – Ed. by B.A. Vining, S.C. Pickering, (Proc. the 7th Petrol. Geol. Conf., Geol. Soc. London. 2010). P. 591–619. Doi: <http://dx.doi.org/10.1144/0070591>
70. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 263–283. Doi: <http://doi.org/10.1144/sp460.15>
71. Dypvik H., Fjellsa B., Pcelina T., Sokolov A., Raheim A. The diagenetic of the Triassic succession of Franz Josef Land. – In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. – Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 83–104.
72. Dypvik H., Sokolov A., Pcelina T., Fjellsa B., Bjarke T., Korchinskaya M., Nagy J. The Triassic succession of the Franz Josef Land, stratigraphy and sedimentology

- of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Islands. — In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. — Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 50–82.
73. *Dumitru T.A.* A new computer-automated microscope stage system for fission track analysis // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1993. Vol. 21. P. 575–580.
74. *Dumitru T.A.* Fission-track geochronology. — In: *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. — Ed. by J.S. Noller, J.M. Sowers, W.R. Lettis, (AGU, Geophys. Monogr. Ser., AGU Reference Shelf 4, Washington, D.C., USA. 2000). P. 131–155. Doi: <http://dx.doi.org/10.1029/RF004p0131>
75. *Eldholm O., Coffin M.F.* Large igneous provinces and plate tectonics. — In: *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. van der Hilst, (AGU, Washington, D.C., USA. 2000). P. 309–326. Doi: <https://doi.org/10.1029/GM121p0309>
76. *Embry A.F.* Mesozoic history of the Arctic Islands. — In: *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. — Ed. by H.P. Trettin, (Boulder, Colorado. GSA. “Geology of North America”. Vol. E). P. 369–433.
77. *Embry A.F., Osadetz K.G.* Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago // *Can. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 25. P. 1209–1219.
78. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. — London: Cambridge University Press, 2014. 653 p. Doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300>
79. *Estrada S.* Geochemical and Sr–Nd isotope variations within Cretaceous continental flood-basalt suites of the Canadian High Arctic, with a focus on the Hassel Formation basalts of northeast Ellesmere Island // *Int. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 104. No. 8. P. 1981–2005.
80. *Estrada S., Henjes-Kunst F.* ⁴⁰Ar–³⁹Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // *Z. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. 2013. Vol. 164. P. 107–130.
81. *Evangelatos J., Funck T., Mosher D.C.* The sedimentary and crustal velocity structure of Makarov Basin and adjacent Alpha Ridge // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 696–697. P. 99–114. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.026>
82. *Faleide J.I., Bjørlykke K., Gabrielsen R.H.* Geology of the Norwegian Continental Shelf. — In: *Petroleum Geoscience*. — Ed. by K. Bjørlykke, (Springer. Berlin–Heidelberg. 2015). P. 467–499. Doi: https://doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8_25
83. *Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O.* Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea // *Episodes*. 2008. Vol. 31. P. 82–91.
84. *Fitzgerald P.G., Gleadow A.J.W.* New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the Transantarctic Mountains // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1990. Vol. 17. No. 3. P. 351–357. Doi: [http://dx.doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90057-5](http://dx.doi.org/10.1016/1359-0189(90)90057-5)
85. *Fitzgerald P.G., Malusà M.G.* Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology. — In: *Fission-Track Thermochronology and Its Application to Geology*. — Ed. by M.G. Malusà, P.G. Fitzgerald, (Springer Textbooks in Earth Sci., Geogr. and Environ., Berlin, Germany. 2019). P. 165–189. Doi: https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_9
86. *Fitzgerald P.G., Sorkhabi R.B., Redfield T.F., Stump E.* Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 20175–20191.
87. *Gaina C., Gernigon L., Ball P.* Paleocene–recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *J. Geol. Soc.* 2009. Vol. 166. No. 4. P. 601–616.
88. *Gaina C., Roest W.R., Müller R.D.* Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 197. P. 273–286.
89. *Galbraith R.F.* On statistical models for fission track counts // *Math. Geol.* 1981. Vol. 13. P. 471–478.
90. *Galbraith R.F., Laslett G.M.* Statistical models for mixed fission track ages // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1993. Vol. 21. P. 459–470.
91. *Gallagher K., Brown R., Johnson C.* Fission track analysis and its applications to geological problems // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1998. Vol. 26. P. 519–572.
92. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian–Greenland Sea // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 206. Art. 102839. Doi: [10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016)
93. *Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Lovering J.F.* Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. Vol. 94. No. 4. P. 405–415. Doi: <http://dx.doi.org/10.1007/BF00376334>
94. *Gottlieb E.S., Miller E.L., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Mukasa S.B.* Cretaceous Arctic magmatism: Slab vs. plume? Or slab and plume? — AGU Fall Meeting. San-Francisco, CA, USA, December 13–17, 2010. Abstr. T31A-2139.
95. *Grachev A.F.* Geodynamics of the transitional zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge. / *Watkins J.S., Drake C.L.* (Eds.) *Studies in Continental Margin Geology* // *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 1983. Vol. 34. P. 103–114.
96. *Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A., Musatov E.E., Stolbov N.M.* New K–Ar ages for basalts from Franz Josef Land // *Rus. J. Earth Sci.* 2001. Vol. 3. P. 79–82.
97. *Cradock W.H., Houseknecht D.W.* Cretaceous–Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 2016. No. 100. P. 63–100. Doi: <https://doi.org/10.1306/09291515010>

98. *Green P.F.* A new look at statistics in fission-track dating // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1981. Vol. 5. P. 77–86.
99. *Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Lovering J.F.* Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. – In: *Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case Histories*. – Ed. by N.D. Naeser, T.N. McCulloh, (Springer, NY., DC, USA. 1989). P. 181–195. Doi: http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_11
100. *Gregersen U., Hopper J.R., Knutz P.C.* Basin seismic stratigraphy and aspects of prospectivity in the NE Baffin Bay, Northwest Greenland // *Marin. Petrol. Geol.* 2013. Vol. 46. P. 1–18.
101. *Grist A.M., Zentilli M.* The thermal history of the Nares Strait, Kane Basin, and Smith Sound region in Canada and Greenland: constraints from apatite fission-track and (U–Th–Sm)/He dating // *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42. P. 1547–1569. Doi: <https://doi.org/10.1139/e05-058>
102. *Harrison J.C., Brent T.A., Oakey G.N.* Baffin Fan and its inverted rift system of Arctic Eastern Canada: Stratigraphy, tectonics and petroleum resource potential // *Geol. Soc. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 595–626. Doi: <https://doi.org/10.1144/M35.40>
103. *Hasebe N., Barbarand J., Jarvis K., Carter A., Hurford A.J.* Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 207. P. 135–145.
104. *Homza T.X., Bergman S.C.* A Geologic interpretation of the Chukchi Sea petroleum province: Offshore Alaska, USA / *Am. Ass. Petrol. Geol.* 2019. Vol. 119. 334 p. Doi: <https://doi.org/10.1306/AAPG119>
105. *Hosseinpour M., Muller R.D., Williams S.E., Whittaker J.M.* Full-fit reconstruction of the Labrador Sea and Baffin Bay // *Solid Earth*. 2013. Vol. 4. P. 461–479. Doi: <https://doi.org/10.5194/se-4-461-2013>
106. *Hurford A.J., Green P.F.* The zeta age calibration of fission-track dating // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 41. P. 285–317.
107. *Jackson H.R., Dickie K., Marillier F.* A seismic reflection study of northern Baffin Bay: implication for tectonic evolution // *Can. J. Earth Sci.* 1992. Vol. 29. No. 11. P. 2353–2369.
108. *Jackson H.R., Mudie P.J., Blasco S.M.* Initial geological report on CESAR: The Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge. – *Geol. Surv. Can.* 1985. 177 p.
109. *Japsen P., Green P.F., Chalmers J.A.* Thermo-tectonic development of the Wandel Sea Basin, North Greenland // *GEUS Bull.* 2021. Vol. 45. No. 2. Art. 5298. Doi: <https://doi.org/10.34194/geusb.v45.5298>
110. *Japsen P., Green P.F., Bonow J.M., Bjerager M., Hopper J.R.* Episodic burial and exhumation in North-East Greenland before and after opening of the North-East Atlantic // *GEUS Bull.* 2021. Vol. 45. No. 2. Art. 5299. <https://doi.org/10.34194/geusb.v45.5299>
111. *Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsparr C., and et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean, Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. Art. 176. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
112. *Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. P. 698–726.
113. *Jokat W., Ickrath M.* Structure of ridges and basins off East Siberia along 81 degrees N, Arctic Ocean // *Marin. Petrol. Geol.* 2015. Vol. 64. P. 222–232.
114. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. No. 19. P. 5047–5051.
115. *Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M.* Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
116. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
117. *Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J.* Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *Am Mineral.* 2007. Vol. 92. P. 799–810. Doi: <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
118. *Kingsbury C.G., Sandra L.K., Richard E.E., Soderlund U., Cousens B.L.* U–Pb geochronology of the plumbing system associated with the Late Cretaceous Strand Fiord Formation, Axel Heiberg Island, Canada: Part of the 130–90 Ma High Arctic large igneous province // *J. Geodynam.* 2017. Vol. 118. P.106–117. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.11.001>
119. *Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R., Bjerager M., Funck T., Green P.F., Ineson J.R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S.C., Thomsen T.B.* Samples from Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of Arctic Ocean. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 397–418. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.17>
120. *Kleinspehn K.L., Teyssier C.* Oblique rifting and the Late Eocene–Oligocene demise of Laurasia with inception of Molloy Ridge: Deformation of Forlandsundet Basin, Svalbard // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 693. P. 363–377. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.010>
121. *Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hall J.K., Edwards M.* Mass wasting on the submarine Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean // *Marin. Geol.* 2007. Vol. 243. P. 132–142.
122. *Kristoffersen Y., Nilsen H.E., Hall J.K.* The High Arctic Large Igneous Province: first seismic-stratigraphic evidence for multiple Mesozoic volcanic pulses on the Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean // *J. Geol. Soc.* 2023. Vol. 180. No. 5. P. 1–17. Doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2022-153>
123. *Larsen L.M., Heaman L.M., Creaser R.A., Duncan R.A., Frei R., Hutchison M.* Tectonomagmatic events during stretching and basin formation in the Labrador Sea and the Davis Strait: Evidence from age and composition of Mesozoic to Palaeogene dyke swarms in West Greenland // *J. Geol. Soc.* 2009. Vol. 166. P. 999–1012.

124. *Laslett G.M., Kendall W.S., Gleadow A.J.W., Duddy I.R.* Bias in the measurement of fission track length distributions // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1982. Vol. 6. P. 79–85.
125. *Matthews K., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D.* Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Global and Planet. Change*. 2016. Vol. 146. P. 226–250. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>
126. *Miall A.D.* Late Cretaceous and Tertiary basin development and sedimentation, Arctic Islands. – In: *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. – Vol. 3. – *Geology of Canada*. – Ed. by H.P. Trettin, (Geol. Surv. of Canada. 1991). P. 437–458. Doi: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-E.435>
127. *Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A., Gottlieb E.S., Grove M., Meisling K., Seward G.* Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 207–238. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.7>
128. *Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J.* Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 57–120. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.9>
129. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 223–241. Doi: <https://doi.org/10.5194/smsps-4-223-2009>
130. *Monger J.W.H., Gibson H.D.* Mesozoic-Cenozoic deformation in the Canadian Cordillera: The record of a “Continental Bulldozer”? // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 757. P. 153–169. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.023>
131. *Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 70–75. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<70:TAATOO>2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<70:TAATOO>2)
132. *Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A.* Basalts from the Chukchi borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Art. e2019JB017604. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB017604>
133. *Muller R.D., Seton M., Zahirovic S., Williams S.E., Matthews K.J., Wright N.M., and et al.* Ocean basin evolution and global scale plate reorganization events since Pangea breakup // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2016. Vol. 44. No. 1. P. 107–138. Doi: <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>
134. *Nelson J.L., Colpron M., Israel S.* The Cordillera of British Columbia, Yukon, and Alaska: Tectonics and metallogeny // *Soc. Economic Geol.* 2013. P. 53–109. Doi: <https://doi.org/10.5382/SP.17.03>
135. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 64–82.
136. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link of geological history and geodynamics. // *Geodyn. Tectonophys.* 2017. Vol. 8. No. 1. P. 11–43. Doi: <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0231>
137. *Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., Foulger G.R., Posamentier H.W., Afanasev A.P., Beziasikov A.V., Chernykh A.A., Petrov E.I., Skolotnev S.G., Verzhbitsky V.E., Yakovenko I.V.* Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // *Gondwana Research* 2023. Vol. 120. P. 85–110. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.10.010>
138. *Oakey G.N., Chalmers J.A.* A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland // *J. Geophys. Res. Ser.B: Solid Earth*. 2012. Vol. 117. Art. B10401. Doi: <https://doi:10.1029/2011JB008942>
139. *Oakey G.N., Saltus R.W.* Geophysical analysis of the Alpha-Mendelev Ridge complex: Characterization of the high Arctic large Igneous Province // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. P. 65–84. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
140. *Oakey G.N., Stephenson R.A.* Crustal structure of the Inuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: Implications for the Palaeogene Eureka Orogen // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. No. 3. P. 1039–1063.
141. *Okulitch A.V., Trettin H.P.* Late Cretaceous–Early Tertiary deformation, Arctic Islands. – In: *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. – Ed. by H.P. Trettin, (Geol. Surv. of Can. Ottawa, Ontario. 1991. Vol. 3. Ch. 17). P. 467–489.
142. *Osadetz K.G., Moore P.R.* Basic volcanics in the Hassel Formation (Mid-Cretaceous) and associated intrusives, Ellesmere Island, District of Franklin, Northwest Territories. – *Geol. Surv. Can.* 1988. Pap. 87–21. P. 1–19.
143. *Piejohn K., von Gosen W., Tessensohn F.* The Eureka deformation in the Arctic: An outline // *J. Geol. Soc.* 2016. Vol. 173. No. 6. P. 1007–1024. Doi: [10.1144/jgs2016-081](https://doi.org/10.1144/jgs2016-081)
144. *Phillips S.M.* Deformation in a shear zone, Central Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago: Implications for regional tectonics // *Marin. Geol.* 1990. Vol. 93. P. 385–400.
145. *Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., Ganerud M., Corfu F., Faleide J.I., and et al.* The early cretaceous

- Barents Sea sill complex: Distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2016. Vol. 441. P. 83–95. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
146. Planke S., Christensen J., Polteau S., Myklebust R. Mid-Cretaceous source rock subcropping in the Baffin Bay. – *GEO ExPro*. 2009. Vol. 6. No. 1. P. 6–8.
 147. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low temperature thermochronology // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 121. P. 155–184.
 148. Prokopiev A., Khudoley A., Egorov A., Gertseva M., Afanasieva E., Sergeenko A., Ershova V., Vasiliev D. Late Cretaceous-Early Cenozoic indicators of continental extension on the Laptev Sea shore (North Verkhoyansk). – Proc. “3P Arctic,” (Stavanger, Norway, October 14–18, 2013. Abstr.). 170 p.
 149. Reiners P.W., Brandon M.T. Using thermochronology to understand orogenic erosion // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2006. Vol. 34. P. 419–466. Doi: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
 150. Ricketts B.D. New Formations in the Eureka Sound Group, Canadian Arctic Islands. – *Geol. Surv. Can., Current Res.: Part B*. 1986. Pap. No. 86–01B). P. 363–374.
 151. Roest W.R., Srivastava S.P. Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction // *Geology*. 1989. Vol. 17. No. 11. P. 1000–1003. Doi:10.1130/0091-7613(1989)017<1000:SFSITL>2.3.CO;2
 152. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., et al. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. No. 3–4. P. 212–270. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
 153. Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth Sci. Rev.* 2013. Vol. 124. P. 148–183. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.012>
 154. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakov T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniyuchuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Marin. Geol.* 2019. Vol. 407. P. 148–163. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002>
 155. Stephenson R.A., Embry A.F., Nakiboglu S.M., Hastaoğlu M.A. Rift-initiated Permian to Early Cretaceous subsidence of the Sverdrup Basin. – *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*. – Ed. by C. Beaumont, A.J. Tankard, (Atlantic Geosci. Soc. Spec. Publ. 1987. Vol. 5). P. 213–231.
 156. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1977. Vol. 88. P. 969–999.
 157. Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R., Cottrell R.D., Scher H., Castillo P. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous arctic vertebrates // *Science*. 1998. Vol. 282. P. 2241–2243.
 158. Tessensohn F., Piepjohn K. Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes // *Polarforschung*. 2000. Vol. 68. P. 121–124.
 159. Thorsteinsson R., Tozer E.T. Geology of the Arctic Archipelago. – In: *Geology and Economic Minerals of Canada*. – Ed. by R. J. W. Douglass, (Geol. Surv. Can. Economic Geol. Rep. 1970. Vol. 1). P. 547–590.
 160. Torsvik T.H., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., et al. Pacific-Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 3659–3689. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019GC008402>
 161. Trettin H.P. The Arctic Islands. – In: *The Geology of North America, An overview*. – Ed. by A.W. Bally, A.R. Palmer, (GSA. 1989. Vol. A. Ch.13). P. 349–370.
 162. Van Wagoner N.A., Williamson M.-C., Robinson P.T., Gibson I.L. First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: New constraints for the origin of the ridge // *J. Geodynam.* 1986. Vol. 6. P. 177–196.
 163. Villeneuve M., Williamson M.-C. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mafic magmatism from the Sverdrup Basin Magmatic Province. – Ed. by R.A. Scott, D.K. Thurston, (Proc. the 4th Int. Conf. on Arctic Margins (ICAM IV), Anchorage, Alaska. USA. 2006). P. 206–215.
 164. Wessel P., Kroenke L.W. Pacific absolute plate motion since 145 Ma: An assessment of the fixed hot spot hypothesis // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B06101. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007JB005499>
 165. Williamson M.-C., Kellett D., Miggins D., Koppers A., Carey R., Oakey G., Weis D., Jokat W., Massey E. Age and eruptive style of colcanic rocks dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // EGU General Assembly. 2019. Geophys. Res. Abstracts. Vol. 21. EGU2019-6336.
 166. Whittaker R.C., Hamann N.E., Pulvertaft T.C.R. A new frontier province offshore northern West Greenland: Structure, basin development and petroleum potential of the Melville Bay area // *AAPG Bull.* 1997. Vol. 81. P. 979–998.
 167. Worsley D., Agdestein T., Gjelberg J.G., Kirkemo K., Mørk A., Nilsson I., Olaussen S., Steel R.J., Stemmerik L. The geological evolution of Bjørnøya, Arctic Norway: implications for the Barents Shelf // *Norw. J. Geol.* 2001. Vol. 81. P. 195–234.

The Late Cretaceous (Cenomanian–Coniacian) Stage of Rifting in the Northern Part of North Atlantic and Arctic Basin

A.V. Zayonchek^a, A.V. Soloviev^{a, b, *}

^a*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*All-Russian Research Geological Oil Institute, bld. 36, Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia*

**e-mail: soloviev@vnigni.ru*

The apatite fission-track dating ((AFT) method) from sandstones of the Triassic (Anisium–Norium) age of the Severnaya borehole located on Graham Bell Island of the Franz Josef Land archipelago was performed. The Late Cretaceous age (~90 Ma) of the transition from the stage of relative temperature and tectonic stability to the stage of “rapid” exhumation of rocks has been established. The Late Cretaceous (Cenomanian–Cognacian) stage of rock exhumation is widely manifested in the Arctic basin and its framing and correlates with the stage of magmatism. It is assumed that these events record one of the stages of rifting development in the northern part of the North Atlantic and the Arctic Basin, which is associated with the reorganization of the direction of plate movement in the northern part of the Pacific Ocean.

Keywords: Arctic Basin, geodynamics, thermo-geochronological studies, apatite fission-track dating (AFT), magmatism, Cretaceous rifting