ISSN 0016-853X Ноябрь - Декабрь 2023

## Номер 6



www.sciencejournals.ru

Журнал основан в январе 1965 года. Выходит 6 раз в год.



# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

## Номер 6, 2023

Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A <i>А. В. Зайончек, С. Ю. Соколов, А. В. Соловьев</i>	3
Тектоника Баренцевоморского континентального шельфа (Россия): этапы формирования фундамента и осадочного чехла О. В. Грушевская, А. В. Соловьев, Е. А. Васильева, Е. П. Петрушина, И. В. Аксенов, А. Р. Юсупова, С. В. Шиманский, И. Н. Пешкова	43
Влияние срединно-океанических хребтов на сейсмичность архипелага Новая Земля Г. Н. Антоновская, Я. В. Конечная, И. М. Басакина	78
Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ В. Г. Трифонов, С. Ю. Соколов, С. А. Соколов, С. В. Мазнев, К. И. Юшин, S. Demberel	94
Косейсмические и медленные тектонические деформации островной дуги по данным исследований восточного побережья полуострова Камчатка (Дальний Восток, Россия)	120
I. К. Пинегина, А. И. Кожурин	130
Поправка в статью в журнале Геотектоника. 2023. № 4	144

## Contents

\_

\_

## Vol. 57, no. 6, 2023

\_\_\_\_

<ul> <li>Pre-Quaternary Evolution of the Eurasian Basin: Results of Interpretation of Seismic Profile ARC1407A</li> <li>A. V. Zayonchek, S. Yu. Sokolov, A. V. Soloviev</li> </ul>	3
Tectonics of the Continental Barents Sea Shelf (Russia): Formation Stages of Basement and Sedimentary Cover	
O. V. Grushevskaya, A. V. Soloviev, E. A. Vasilyeva, E. P. Petrushina, I. V. Aksenov, A. R. Yusupova, S. V. Shimanskiy, I. N. Peshkova	43
Influence of Mid-Oceanic Ridges on Seismicity of Novaya Zemlya Archipelago G. N. Antonovskaya, Ya. V. Konechnaya, I. M. Basakina	78
<ul> <li>Khangai Intramantle Plume (Mongolia): 3D Model, Impact on Cenozoic Tectonics and Comparative Analysis</li> <li>V. G. Trifonov, S. Yu. Sokolov, S. A. Sokolov, S. V. Maznev,</li> <li>K. I. Yushin, S. Demberel</li> </ul>	94
Coseismic and Tectonic Time-Scale Deformations of an Island Arc: Based on Studies of East Coast of Kamchatka Peninsula (Far East, Russia)	130
Errata	130

УДК 551.24

### ЭВОЛЮЦИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА В ДОЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ARC1407A

© 2023 г. А. В. Зайончек<sup>1, \*</sup>, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, А. В. Соловьев<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия <sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), д. 36, шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

> \*e-mail: a\_zayonchek@mail.ru Поступила в редакцию 18.04.2023 г. После доработки 21.09.2023 г. Принята к публикации 19.10.2023 г.

В статье приведено исследование тектоники и стратиграфии Евразийского бассейна в дочетвертичное время по результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A и расчетам теоретического положения линейных магнитных аномалий. На сейсмическом профиле выделены осадочные толщи, их стратиграфическая привязка близка аналогичным исследованиям западных частей котловин Нансена и Амундсена. Возрастная привязка осадочных толщ соответствует результатам бурения скважин АСЕХ и основным этапам развития Евразийского бассейна. Выделяемый ранее опорный горизонт возрастом ~34 млн лет, связанный с прекращением спрединга в западной части Северной Атлантики и вхождением Гренландской плиты в состав Северо-Американской, не устанавливается, что подтверждается проведенными исследованиям в западных частях котловин Евразийского бассейна. Для западной части котловины Нансена нами впервые выделен опорный горизонт возрастом ~38 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена, появление которого связано с этапом развития юриканского орогена. Также для западной части котловины Нансена в пределах разреза ARC1407A установлен опорный горизонт возрастом ~26 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена. Проявление этой геологической границы связано с началом нестабильного спрединга в западном сегменте Евразийского бассейна между плато Ермака и поднятием (плато) Моррис Джесуп. Завершение долгого стратиграфического перерыва от 44.4 до 18.2 млн лет в разрезе скважин АСЕХ четко коррелируется с возникновением осадочной толщи возрастом ~19.6-18.3 млн лет, что является возрастом начала формирования глубоководной связи между Северной Атлантикой и Евразийским осадочными бассейнами. Это событие совпадает с основным этапом перестройки движений Евразийской и Северо-Американской плит, которое выражено в смене направления миграции мгновенных полюсов раскрытия с север-северо-запалного направления на юг-юг-восточное. Предполагается, что мощные осадочные отложения в котловине Нансена и рифтовой долине хр. Гаккеля, наблюдаемые на сейсмическом разрезе ARC1407A, являются гляцио-морскими позднеплиоцен-четвертичного возраста <2.7 млн лет, которые составляют значительный объем осадков в восточной части Евразийского бассейна и хребта Гаккеля.

*Ключевые слова:* Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, котловина Амундсена, котловина Нансена, спрединг, геодинамика, линейные магнитные аномалии, сейсмостратиграфия, осадочный чехол

DOI: 10.31857/S0016853X23060085, EDN: HLFACL

#### введение

Северный Ледовитый океан включает в себя два глубоководных бассейна — Амеразийский и Евразийский, разделенные хребтом Ломоносова. В отличие от Амеразийского бассейна, геологическая история формирования которого остается до сих пор дискуссионной, Евразийский бассейн, по мнению большинства геологов и геофизиков, сформировался в кайнозое в результате раздвига Северо-Американской и Евразийской плит [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 111] (рис. 1).

Особенностью Евразийского бассейна является наличие мощного осадочного чехла в глубоководных впадинах. Изучение его строения было основано на полученных с дрейфующих станций данных, не отличающихся высокой разрешающей способностью [14].



**Рис. 1.** Обзорная схема рельефа дна Евразийского и северной части Норвежско-Гренландского бассейнов. Основа: цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77].

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; НО – Новосибирские острова; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп. Обозначено: І – Медвежинский трог; ІІ – трог Орла; ІІІ – желоб Франц-Виктории; ІІІ – желоб Св. Анны; V – желоб Воронина.

1- положение скважин бурения; 2 – основные трансформные разломы; 3 – мегатрансформная зона Де-Гир, (по [57, 58]); 4 – основные направления сноса ледниково-морских осадков, (по [31, 91], с дополнениями); 5 – изобаты 425 м, 2500 м; 6–10 – положение сейсмических профилей: 6 – АШ (Германия), (по [44, 56, 79, 82]), 7 – NPD (Норвегия), (по [56]), 8 – LOMROG (Дания), (по [44]), 9 – АRС (Россия), (по [9, 24, 93]), 10 – АRС1407А (Россия), (по [6, 22, 93]); 11–13 – оси линейных магнитных аномалий: 11 – по [67], 12 – по [42], 13 – по [55]

В 2001 г. специалистами Института AWI (Alfred Wegener Institut, Бремерхафен, Германия) в Евразийском бассейне были получены первые качественные сейсмические профили, которые позволили приступить к системному изучению осадочного чехла [79].

С 2008 г. в рамках выполнения национальных программ Россией, Норвегией и Данией в пределах Евразийского бассейна был получен значительный объем новых сейсмических данных [44, 56, 93].

Зарубежные исследования опубликованы в двух обобщающих работах [44, 56], в которых использовались в качестве ключевых сейсмические профили Германии [79]. Различные варианты интерпретации отечественных данных опубликованы в многочисленных работах и условно делятся на три группы:

 – как и в зарубежных исследованиях [44, 56, 79], принимается кайнозойский возраст непрерывного спредингового формирования Евразийский бассейн, начиная с верхнего палеоцена [93];

– утверждается, что Евразийский бассейн возник "задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше" [6];

 – развитие спрединга ограничивается только эоценовым и плиоцен–четвертичным периодами [22].

И, хотя в настоящем исследовании мы не рассматриваем представления о формировании Евразийского осадочного бассейна и разработанные модели (по [6, 22]), поскольку они противоречат объему геолого-геофизической информации о развитии Евразийского осадочного бассейна в единой системе Северной Атлантики, но остается необходимость объяснения наличия осадочных отложений мощностью >500 м (иногда >1 км) в пределах центральной и восточной частей рифтовой долины хребта Гаккеля [6, 20, 22, 79, 93, 105].

Кроме того, существуют различия в сейсмостратиграфических моделях делении осадочного чехла Евразийского бассейна, основанных на представлениях о непрерывном спрединге в кайнозойское время. Принципиальным является выделение геологической границы возрастом ~34 млн лет [93], которая не устанавливается другими исследованиями [9, 44, 56, 79], что требует проверки.

Единственным профилем, который пересекает Евразийский бассейн в центральной части, который начинается на шельфе Карского моря (западный борт желоба Воронина) и заканчивается на хребте Ломоносова в ~50 км от расположения глубоководных скважин АСЕХ является профиль ARC1407A (см. рис. 1).

Существуют различия в интерпретации результатов бурения, одно из которых предполагает наличие долгого стратиграфического перерыва в интервале 44.4–18.2 млн лет [36, 38, 60, 76)], что не подтверждается исследованиями, предлагающими короткий интервал ~400 тыс лет (в пределах ~36–34 млн лет) [100], хотя обе группы исследователей связывают окончание перерыва с соединением Северной Атлантики с Евразийским бассейном.

Для разрешения противоречий в трактовке возраста и длительности стратиграфического перерыва и, следовательно, возрастной привязке опорных отражающих горизонтов, наличия мощных осадочных отложений в рифтовой долине хребта Гаккеля, нами выполнена переинтерпретация ключевого сейсмического профиля ARC1407A. Однако крайне низкое качество аэромагнитных данных в восточной части Евразийского бассейна, не позволяет опираться на результаты идентификации линейных магнитных аномалий [2, 65, 93] в данном секторе бассейна.

Поэтому мы использовали два классических подхода, применяемых для участков Мирового океана, где отсутствуют достоверные магнитометрические данные.

Первый подход заключается в проверке соответствия геодинамических моделей кинематическим параметрам раскрытия литосферных плит. Одним из элементов данного анализа является построение линий дрейфа, что было сделано ранее [2, 65, 93]. В настоящей работе нами сделаны более подробные расчеты линий дрейфа, по мгновенным полюсам раскрытия.

Второй подход заключается в расчетах положений теоретических линейных магнитных аномалий и, следовательно, определение теоретического возраста океанической коры [107].

#### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Базовые технические характеристики (длина и тип приемной косы, количество каналов, глубина буксировки, группирование пушек, точки зондирования и т.д.) для сейсмического профиля ARC1407A и других сейсмических профилей (см рис. 1) представлены в [44, 56, 79, 82, 93].

Дополнительно к сейсмическим данным практически во всех региональных работах по Арктике используются результаты цифровой компиляций различных данных. В качестве батиметрической основы традиционно используются различные версии результатов проекта IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) [77], магнитометрической – CAMP-GM (Circum-Arctic Mapping Project – Gravity and Magnetic) [63, 67], гравиметрической – проектов DTU (Technical University of Denmark) [33] или WGM (Word Gravity Map) [41].

Поскольку в большинстве научных работ по исследованию Арктики отсутствует анализ достоверности данных компиляций применительно к исследуемым районам, поэтому для Евразийского бассейна и северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в нашем исследовании проведен анализ качества цифровых компиляций дистанционных данных.

#### Батиметрия

В настоящей статье в качестве батиметрической основы использована цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77] со снятым ледниковым покровом Гренландии.

Детальность модели составляет 200 × 200 м, что стало возможным, благодаря использованию данных многолучевого эхолотирования (МЛЭ).

Значительные области континентального склона западной части Баренцева моря, прилегающие участки глубоководных котловин, хребет Книповича и северная часть хребта Мона покрыты данными МЛЭ с размерами исходных съемочных гридов  $50 \times 50$  или  $100 \times 100$  м. В данной области точность и детальность IBCAO v.4 [77] имеют максимально высокие значения. В Евразийском бассейне в компиляцию вошли отдельные профили МЛЭ, частично охватывающие рифтовую долину хребта Гаккеля, отдельные области прилегающих глубоководных котловин и склон хребта Ломоносова (рис. 2).

Для большинства акваторий, не покрытых МЛЭ, традиционно использовались результаты профильного промера, оцифрованные навигационные и иные компилятивные карты. Детальность исходных навигационных карт существенно варьирует. Точность и детальность данных в районе западной окраины Баренцева моря и прилегаю-



**Рис. 2.** Схема высокоразрешающих батиметрических исследований Евразийского бассейна и прилегающих акваторий (по проекту IBCAO v.4.0 [77]).

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ХГ – хребет Гаккеля.

1 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м; 2–4 –данные: 2 – компиляция для шельфа Гренландии, 3 – многолучевое эхолотирование, 4 – высокоразрешающее многолучевое эхолотирование

щих глубоководных котловин существенно выше, чем для российского северного сектора Баренцево-Карской окраины.

Эти параметры компиляции IBCAO v.4 [77] также значительно отличаются для различных участков Евразийского бассейна. В целом они не соответствуют детальности грида 200 × 200 м, т.к. имеется переменная плотность данных при равномерном шаге грида. Дополнительно к этому, в областях сочленения мелкомасштабных и крупномасштабных данных неизбежно присутствуют "артефакты", которые проявляются в различных трансформантах, в особенности в районах с небольшим градиентом рельефа. При интерпретации данных необходимо учитывать все эти особенности.

#### Гравиметрия

В настоящем исследовании в качестве гравиметрической основы использованы результаты проекта WGM-2012 [41]. Применительно к акваториальной части Арктики в модели гравитационных аномалий в редукции в свободном воздухе использованы результаты проекта Технического Университета Дании (г. Люнгблю, Дания) DTU10 с размером ячейки грида 1' × 1' [33]. В этом проекте, как и в других аналогах, исходной информацией для глубоководных морских областей служат результаты спутниковых альтиметрических наблюдений, пересчитанных в гравитационные аномалии, хотя подобная технология имеет ряд ограничений, подробно рассмотренных специалистами в области геодезии [39, 103].

Применительно к геологической интерпретации для Арктического района важно следующее. Одной из особенностей метода является применение сложных алгоритмов суммирования и фильтрации исходных альтиметрических данных вдоль линий спутниковых треков. Окно фильтрации составляет ~25–30 км для данных, полученных спутниками ERS-1 (1991), ERS-2 (1995), ICESat (2003), которые использовались при построении моделей до получения результатов DTU-10 [33].

Это означает, что аномальный гравитационный сигнал от таких объектов, как рифтовые долины и пририфтовые горы, трансформные и нетрансформные разломы, континентальные склоны и структуры более низкого порядка, попадают в окно фильтрации и аномальное гравитационное поле от этих объектов частично теряет интенсивность и становится сглаженным. В Арктике основным источником погрешности альтиметрических наблюдений является искажение сигнала при отражении от поверхности льда.

Различные участки Арктики неравномерно покрыты льдом, и погрешности наблюдений меняются в зависимости от района. Внешний контроль качества осуществляется по независимым источникам. Покрытая льдом часть акватории Арктики закартирована съемками различного типа – с подводных и надводных носителей, наледных и аэро измерений. В каждом типе съемки полученные данные имеют определенные ограничения и погрешности, поэтому выполнить полностью корректный анализ точностных и фильтрационных характеристик альтиметрических наблюдений в настоящем не представляется возможным.

Однако можно ориентироваться на результаты сопоставления, выполненного в рамках проекта DTU8 [34] для глубоководных и шельфовых районов вокруг архипелага Шпицберген и севера Гренландии, которые, в отношении геодезической альтиметрии, относятся к классу ледовых (покрытая льдом часть акватории Арктики).

Причина выбора данного участка в качестве реперного, не случайна, поскольку при реализации проекта ArcGP [59] для него использовался значительный объем морских и аэрогравиметрических съемок. Необходимо понимать, что морские гравиметрические наблюдения сами по себе имеют определенные погрешности в средне- и длинноволновой составляющих, которые связаны с нелинейностью сползания нуль-пункта морского гравиметра при длительных по времени "плечах" рейса. Для данного района Арктики учет нелинейности сползания производился максимально корректно, т.к. вблизи на архипелаге Шпицберген находится опорный гравиметрический пункт, позволивший выполнять частые по времени калибровки гравиметров. На момент сопоставления в районе были реализованы четыре аэрогравиметрические съемки, вошедшие в компиляцию проекта ArcGP [59]. Технологической особенностью аэрогравиметрии является применение к исходным данным алгоритма фильтрации по времени. Окно фильтрации составляет 20-25 км (зависит от скорости движения воздушного судна) и оно меньше, чем в спутниковой альтиметрии. Результаты сопоставления проектов DTU8 [34] с ArcGP [59] для данной области

показало стандартное среднестатистическое отклонение 5.8 мГал при максимальных значениях 34.4 мГал [34, 35].

Используемый для сравнения район (шельфы вокруг архипелага Шпинберген и севера Гренландии. прилегающие части Евразийского бассейна) отличается контрастным тектоническим строением (хребты, трансформные разломы, континентальные окраины, поднятия, склоны, котловины), которые ярко проявляются в гравитационных аномалиях в области высокочастотной составляющей.

Полученные значения вполне реалистично отражают величину потери альтиметрией высокочастотной части сигнала в ледовых условиях, но и аэрогравиметрические данные также могут иметь значительные погрешности в пределах отдельных участков профилей. Обычно такие погрешности обусловлены попаданием воздушного судна в зону турбулентности, вследствие чего, наступает дестабилизация гравиметров и резкая потеря точности наблюдений. В зависимости от интенсивности и длительности импульса турбулентности вхождение гравиметра обратно в рабочий режим занимает определенное время (1-30 мин). При средней скорости воздушного судна в 400 км/ч это эквивалентно пройденным расстояниям 6.7-200 км.

В качестве примера можно опираться на сравнение аэрогравиметрических данных NRL-98/99 (межпрофильное расстояние 18-20 км) [42] и полученных в рамках реализации проекта LOMGRV-09 (межпрофильное расстояние 10-15 км) [49] в области шельфа и континентального склона Гренландии и Северной Америки, хребтов Ломоносова и Альфа и прилегающих участков глубоководных котловин. Результаты анализа в точках пересечения профилей показывают, что разница составляет <5 мГал, при максимальных единичных значениях >15 мГал. Сопоставление данных NRL с наледными гравимерическими наблюдениями из национальных баз данных Канады и Дании показало наличие локальных экстремальных погрешностей до ~80 мГал [50].

В период 2011-2013 гг. было запущено новое поколение низкоорбитальных спутников (Jason-1 и -2, Cryosat-2 и Saral-AltiKa), которые позволили существенно увеличить высокочастотную составляющую альтиметрических измерений. В результате появилась уточненная модель гравитационного поля арктической акватории – DTU13 (размер ячейки  $1' \times 1'$ ), созданная в институте космических исследовании Дании (г. Люнгблю, Дания), что позволило компанией Nordic Geoscience Pty. Ltd (Мельбурн, Австралия) провести дополнительную обработку первичных альтиметрических измерений и создать уточненную цифровую модель NORDIC13 (размер ячейки  $1' \times 1'$ ),

7

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 6 2023 которая охватывает акваторию Северного Ледовитого океана между 65° и 88° с.ш. [46, 47]. Для шельфовых областей, свободных от ледового покрова, погрешность уточненной модели составляет 1.0–2.0 мГал [46, 47]. Однако реальные погрешности и окно фильтрации для глубоководной Арктики, покрытой льдом, остаются проблемными.

Вполне можно ожидать появление новых работ по оценке точности величин фильтрации альтимерических гравиметрических компиляций, что связано с выполнением в период 2004–2014 гг. большого объема морских гравиметрических наблюдений в Канадской котловине в рамках национальных программ США и Канады по определению внешней границы континентального шельфа (ВГКШ). При реализации отечественной программы по ВГКШ для части сейсмических профилей выполнялись попутные гравиметрические наблюдения, но их разрозненность и единичность точек пересечения пока не позволяет выполнить объективное сопоставление.

В настоящем исследовании использованы цифровые модели проекта WGM2012 гравитационного поля в редукции Буге и изостатической, рассчитанной по модели Эйри-Хейсканена [39].

#### Магнитометрия

В качестве магнитометрической основы традиционно используются результаты проекта САМР-GM [63, 67]. Матрица значений (далее — матрица) имеет размер ячейки грида 2 × 2 км, но значения пересчитаны в верхнее полупространство на высоту 1 км.

В части магнитного поля проект строился на объединении результатов компиляций национальных цифровых матриц аномального магнитного поля (АМП), созданных специалистами России (ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеология), США (USGS – геологическая служба США), Канады (GSC – геологическая служба Канады), Норвегии (NGU – геологическая служба Норвегии), Швеции (SGU – геологическая служба Швеции), Дании (GEUS – геологическая служба Дании и Гренландии), Финляндии (GTK – геологическая служба Финляндии).

Задача объединения разномасштабных, разновысотных, разнонаправленных, разноточных по измерениям и навигации съемок, выполненных в широком временном интервале от 1960-х гг. до настоящего времени в Арктике, характеризующейся суровыми погодными условиями, интенсивными вариациями, смещением магнитного полюса, является крайне сложной.

Техническое описание результатов проекта САМР-GM крайне скудное. Оно не позволяет выполнить строгий математический анализ качества сводной матрицы.

Исходные национальные матрицы имеют различную ячейку. Для большинства западных компиляшии она составляет 1 × 1 км. за исключением Северной Атлантики (2 × 2 км) и западной Гренландии ( $3' \times 3'$  с пересчетом поля в верхнее полупространство на высоту 5 км). Поскольку шаг матрицы проекта CAMP-GM составляет  $2 \times 2$  км, то зарубежные матрицы (за исключением западной Гренландии) имеют избыточную или равную плотность результирующей компиляции. Отечественные цифровые компиляции (ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология) имеют значительно меньшую разрешающую способность матриц и шаг ячейки составляет всего 5 × 5 км. Это означает, что для области покрытия отечественными матрицами, которая составляет >50% площади, заявленная цель – создание цифровых карт масштаба 1: 5000000 не достигнута, т.к. в этом случае минимальный шаг ячейки грида должен был быть 2.5 × × 2.5 км (общепринятый стандарт – детальность матрицы должна быть как минимум в 2 раза выше, чем масштаб карты).

Согласно техническому описанию проекта САМР-GM [66] сводная матрица, предоставленная ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия), пересчитана в верхнее полупространство на высоту 5 км, что сужает диапазон ее использования при проведении интерпретации. Причина кроется в глубине залегания магнитоактивного океанического фундамента.

В соответствии с сейсмическими данными фундамент в центральных частях котловин Амундсена и Нансена залегает на глубинах ~6-8 км (например, [93]). Если взять среднюю величину. равную 7 км, затем прибавить среднюю высоту полетов при проведении аэромагнитных съемок в 0.4 км и 5 км высоту пересчета, то мы получим величину, равную 12.4 км. Очевидно, что при такой геологической и технической высотности средневолновая составляющая АМП будет сильно сглажена, интенсивность резко понизится, многие локальные аномалии исчезнут или, объединившись, изменят свою форму и оси. Фактически в области использования матрицы ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) для акватории можно рассматривать ее как мелкомасштабную цифровую схему, но не как цифровую карту.

Согласно техническому описанию проекта САМР-GM [66] сводная матрица, предоставленная ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия), в верхнее пространство не пересчитывалась. Для Евразийского бассейна матрицы аномального магнитного поля (АМП) имеют существенное перекрытие, а матрица, созданная во ВНИИОкеангеология, полностью охватывает весь Евразийский бассейн (рис. 3).



**Рис. 3.** Контуры отечественных цифровых моделей аномального магнитного поля (гриды 5 × 5 км), использованные для Евразийского бассейна при компиляции в проекте CAMP-GM, (по данным [63, 67]).

Основа: цифровая модель аномального магнитного поля САМР-GM, (по [63, 67]).

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля.

Обозначены контуры отечественных цифровых моделей аномального магнитного поля:

I – ВНИИОкеангеология (выделен затемнением), II – ВСЕГЕИ (выделен штриховкой).

1 — положение анализируемых аэромагнитных профилей (результаты представлены на рис. 5); 2 — положение сейсмического профиля ARC1407A (по [6, 22, 93]); 3 — изобаты 500 и 2500 м

Поскольку для данной исходной матрицы не проводилась процедура пересчета поля в верхнее полупространство, то логично было использовать именно эту матрицу в компиляции САМР-GM для Евразийского бассейна. Из-за того, что в техническом описании проекта отсутствует анализ исходных данных, методик их обработки и увязки, то для Евразийского бассейна мы руководствовались публикациями по объединению геофизических данных, подготовленных специалистами ВНИИОкеангеология [2, 87] и совместно подготовленных публикациях специалистами NRL (Naval Research Laboratory – Научно-исследовательская лаборатория ВМФ США) и ВНИИОкеангеология [72, 85].

В вышедшей в свет в 2018 г. публикации [3], подготовленной специалистами ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия), были подведены итоги отечественных гравимагнитных исследований Северного Ледовитого океана.

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

В отличие от предыдущих работ, в которых при анализе отечественной магнитометрической разновозрастной информации исследователи были вынуждены в основном опираться на информацию из первичных материалов, работа [3] сфокусирована на анализе исторических аэросъемок в сопоставлении с современной информацией (аэро- и морские съемки). В результате было установлено, что региональные отечественные съемки 1961–1979 гг., характеризуются погрешностями привязки от ±570 до ±38000 м.

При проведении работы исследователи выполняли сопоставление отечественных данных, опираясь на новые съемки, частично покрывающие акватории Арктических морей РФ и незначительно выходящих в прилегающие глубоководные котловины. Нами полностью поддерживается мнение о том, что результаты этих съемок являются рекогносцировочными, дают лишь самое общее представление о структуре АМП



Рис. 4. Картограмма магнитометрической изученности и профильной плотности сетей наблюдений в Евразийском бассейне.

Основа: цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77].

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля;

Контуры аэромагнитных съемок (IA, IБ–IV – РФ, V–VII – США, РФ) по межпрофильному расстоянию и годам проведения исследований:

IA – ~8–10 км (1965–1966 гг.), IБ – ~25–40 км (1968–1969 гг.); II – ~25 км (1973 г.); III – 10 км (1993, 1998, 1999 и 2000 гг.); IV – 5 км (1992 г.); V – ~8–16 км (NRL-75, 1975 г.); VI – ~8 км (NRL-73, NRL-74, 1973–1974 гг.); VII – ~18–20 км (NRL-98, NRL-99, 1998–1999 гг.) контур выделен затемнением)

*I* – аэромагнитные профили (см. рис. 5); *2* – сейсмический профиль ARC1407A (РФ), (по [6, 22, 93]); *3* – изобаты 500 и 2500 м

исследованных районов и поэтому малопригодны даже для целей исследований крупнее масштаба 1 : 2500000 [3].

Вместе с тем, магнитометрические исследования специалистов США и возможность увязки их исторических данных радикально отличается от результатов исследований российских специалистов. Вся условно "западная" часть Евразийского бассейна покрыта двумя регулярными аэрогравимагнитными съемками NRL (Научно-исследовательская лаборатория ВМФ США), выполненных в период 1998–1999 гг. (рис. 4).

Съемки реализовывались с самой современной на тот момент высокоточной GPS навигацией (точность <1 м по 3-м компонентам) [41]. Данные съемки имеют существенные особенности, вызванные задачей их проведения – получение гравиметрических данных (магнитометрическая съемка выполнялась попутно с гравиметрической съемкой) для составления максимально точной для Арктики региональной цифровой модели аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе. Это была геодезическая задача для создания уточненной модели геоида, пригодной для запуска нового поколения низкоорбитальных спутников (телекоммуникационных, погодных и т.д.), которая и была в последующем успешно реализована в рамках международного проекта ArcGP [57].

Исходя из этой задачи, были выбраны технические параметры съемок, учитывая масштаб Арктических акваторий и необходимые (геодезические) частотные характеристики – средне и длинноволновая составляющая гравитационного



**Рис. 5.** Сравнение наблюденных кривых аномального магнитного поля с извлеченными из цифровой модели аномального магнитного поля CAMP-GM [63, 67, 77] вдоль линий аэромагнитных профилей (положение см. на рис. 3, линия дрейфа 4).

Рельеф извлечен из цифровой модели рельефа IBCAO v.4 [77].

(а)-(в) - профили: (а) - NRL-75002; (б) - NRL-99019; (в) - ПМГРЭ-2000010.

Сокращения: ЛМА (5An.20–24no) – положение идентифицированных линейных магнитных аномалии, (по [9]). 1–2 – кривые аномального магнитного поля: 1 – наблюденные, 2 – извлеченные из цифровой модели САМР-GM (по [63, 67])

поля. Поэтому съемочные параметры (межпрофильное расстояние 18–20 км, средняя высота полета 600 м, средняя скорость полета 465 км/ч) [42] существенно отличаются от параметров, принятых в геофизической съемке. В среднем для региональных магнитометрических съемок высота полета воздушного судна составляет 350–400 м при скорости 300–350 км/ч.

Кроме этого, съемки 1998–1999 гг. для западной части Евразийского бассейна были выполнены не вкрест простирания структуры хребта, а под углом примерно ∟40° к направлению простирания хребта (см. рис. 4). Поэтому, магнитометрическая информация имеет сглаженный характер по сравнению со съемками NRL (США), проведенными в период 1973–1975 гг. (см. рис. 5).

Вместе с тем, системность, высокая точность навигации съемок NRL (США) в 1998 и 1999 гг. и пересечение старых съемок под углом (значительные объемы точек пересечения, необходимых для анализа качества данных и проведения увязки), позволили в полном объеме установить и исправить навигационные ошибки в старых съемках [85]. Исторические магнитометрические съемки по точности условно можно разделить на несколько классов, которые напрямую связаны с существовавшими возможностям инструментальных измерений.

Важнейшими реальными навигационными параметрами исторических съемок являются их внутренняя и внешняя навигационная ошибка. Расставляемые по периметру границ съемки (на суше, островах или на дрейфующем льду) радионавигационные станции имели погрешность привязки, и общая точность привязки полигона во многом зависела от удаленности от станший (внешняя привязка). Если радионавигационные станции в достаточном количестве были расставлены максимально близко к периметру съемки, оборудование работало стабильно и погодные условия во время вылетов были хорошими, то внутренняя привязка съемки могла быть выше, чем внешняя привязка. Это крайне важные параметры, от которых зависит возможность увязки исторических данных с современными данными.

К самому низкому классу точности относятся съемки, реализованные в 1960-х гг. (до 1970 г.,

включительно). Из-за несовершенства радионавигационного оборудования тех лет и малой мощности радиосигнала, фактически по навигационным параметрам данные съемки относятся к классу штурманско-радиогеодезической привязки. Изза удаленности отдельных участков профилей от мест расположения "слабых" базовых навигационных станций в пределах этих участков (сегментов) существовали области потери радиосигнала.

В этом случае для этих сегментов навигация осуществлялась штурманским способом. Специалисты, участвовавшие в полевых работах на борту воздушного судна, знают о непредсказуемости арктических ветров на низких эшелонах полета. В начале полета по линии профиля при неизменных параметрах мощности двигателей, путевая скорость может составлять 350 км/ч, в середине линии профиля она может увеличиться до 370 км/ч, а в конце профиля может упасть до 330 км/ч. Подобные изменения полета справедливы и для смещений относительно осевой линии профиля в зависимости от направления ветров. Все это хорошо фиксируется при использовании GPS навигации, но в прошедшие времена использования нестабильной радионавигации для участков потери сигнала базовой/базовых станций применялись осредненные путевые значения штурманским способом (при работе над акваторией Арктики визуальная или фото привязка отсутствует).

Это означает, что в переделах самих единичных профилей присутствуют нелинейные навигационные погрешности. Такие съемки очень хорошо проявляются в следующем:

- отсутствие параллельности профилей;

- разное межпрофильное расстояние;

 отдельные сегменты профилей с характерной сменой курса.

Такие съемки характеризуются крайне низкими внешними и внутренними навигационными характеристикам. Все эти недостатки были присущи отечественным съемкам 1960-х гг., выполнявшимся в восточной части Евразийского бассейна (см. рис. 4).

В дополнение, — детальность данных исследований непосредственно над хребтом Гаккеля составляла 8—10 км, а для глубоководных котловин — 25—40 км, что существенно снижает информативность поля. Из-за этих особенностей, которые представляют собой нелинейные ошибки внутри профиля, выполнить точный анализ навигационных погрешностей практически невозможно и для них справедливы максимальные навигационные погрешности до 38000 м [3] и уровень использования этих данных — мелкомасштабные схемы для визуального анализа.

Эти данные очень хорошо отражают сложности в обеспечении навигацией, с которыми столкнулись первые исследователи Арктики при проведении аэромагнитных съемок.

#### Сопоставление данных

В 1948 г., советские исследователи приступили к ежегодным и планомерным исследованиям дна Северного Ледовитого океана в рамках высокоширотных воздушных экспедиций, и в 1950 г. продолжили геолого-геофизические исследования с дрейфующих научно-исследовательских станций "Северный полюс".

В 1948 г., отрядом геологов научной экспедиции из научно-исследовательского института геологии Арктики АН СССР (Россия) под руководством Я.Я. Гаккеля, был открыт хребет Ломоносова. Я.Я. Гаккель выдвинул первое аргументированное представление о продолжении из северной части Атлантического океана в евро-азиатскую часть Арктического бассейна подводного вулканического срединно-океанического хребта, который, впоследствии, был назван его именем [15].

Существование данного хребта полностью подтвердилось материалами гидрографических и геофизических исследований [7, 15]. К началу аэрогеофизических работ под управлением А.М. Карасика (Научно-исследоательский институт геологии Арктики АН СССР, Россия), гидрографической службой ВМФ (Россия) уже были составлены первые карты рельефа дна Северного Ледовитого океана, которые легли в основу Геоморфологической карты Северного Ледовитого океана, составленной В.Д. Дибнером, Я.Я. Гаккелем с соавт. [8].

В генеральном плане в восточной части Евразийского бассейна (область максимальной концентрации российских исследований) положение хр. Гаккеля было четко установлено до 1965 г. [8].

Безусловно, что при проведении последующих аэромагнитных съемок, ставилась задача выполнения детализации именно над хребтом. Точность навигации не позволила выполнить симметричное изучение флангов хребта, что и характеризует существовавшие на тот момент возможности внешней привязки (см. рис. 4).

Съемки, выполненные в период 1971–1972 гг., условно можно отнести к переходному классу. Совершенно очевидно, что произошло усовершенствование радионавигационного оборудования и, скорее всего, оно было вызвано усилением радиосигнала от базовых станций, поэтому области его потери в пределах единичных профилей резко сократились. Для Евразийского бассейна съемки данного класса отсутствуют. Характерной этого промежуточного класса является съемка NRL (США) в 1972 г., выполненная над хр. Мона, его флангами и прилегающими котловинами. Параллельность профилей, межпрофильное расстояние стали гораздо стабильнее. Однако в пределах единичных профилей присутствуют участки резкого изменения курса, что очевидно связано с потерей радиосигнала от базовых станций и попытками экипажа воздушного судна зафиксировать сигнал. Скорее всего, внутренняя точность навигации составляла примерно 0.5–2 км при максимальных отскоках до 3–4 км, но еще продолжает иногда резко меняться в пределах единичных профилей.

Съемки, выполненные, начиная с 1973 г., и, особенно, 1974 г., относятся к совершенно новому классу. Они характеризуются гораздо большей стабильностью направлений полета и параллельностью профилей, что свидетельствует о значительном улучшении радионавигационного оборудования. Именно этот класс съемок (NRL-1973, NRL-1974 и NRL-1975) и покрывает западную часть Евразийского бассейна.

Среднее межпрофильное расстояние для съемок NRL (США) составляет:

- 1973-1974 гг. ~8 км;

- 1975 г. для части площади ~8 км;

- 1973-1975 гг. для остальной площади ~16 км.

Отличительной особенностью данных съемок является лучшая внутренняя навигационная погрешность, чем внешняя. Именно поэтому, опираясь на современные данные 1998–1999 гг., удалось установить внешнюю погрешность съемок и ввести исправления в навигацию [85]. Благодаря этому стало возможным использование всего массива данных (исторических и современных), что существенно сказалось на детальности цифровой модели АМП и качестве идентификации осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) [42].

Единственным способом проверки корректности матрицы проекта Camp-GM [63, 67] является извлечение из матрицы значений вдоль линий наблюденных аэромагнитных профилей и визуальное сравнение графиков АМП. Для этого нами были выбраны три аэромагнитных профиля, с возможностью дать общее представление для разных участков бассейна (см. рис. 3, рис. 5):

– профиль NRL-75002 (США, 1975 г.), характеризующий АМП западной части Евразийского бассейна с самыми высокими скоростями раскрытия при максимальной плотности хорошо увязанных данных NRL (США) (см. рис. 5, а);

– профиль NRL-99019 (США, 1999 г. – высокоточная GPS навигация), характеризующий АМП центральной части Евразийского бассейна в области пересечения с историческими данными, полученными советскими экспедициями [11] (см. рис. 5, б);

 профиль ПМГРЭ-2000010 (РФ, 2000 г. – GPS навигация, съемка масштаба 1 : 1000000 выполнена в рамках программы Государственного геологического картировании РФ), пересекающий сейсмический профиль ARC1407A в области континентального склона и области наиболее низкого качества исторических данных, полученных советскими экспедициями (см. рис. 5, в).

Для профиля NRL-75002 очевидно различие частотного диапазона, наблюденного и извлеченного из матрицы АПМ (см. рис. 5, а). Сглаженный характер поля из матрицы как раз и характеризует недостаточность размера ячейки 5 × 5 км. Высокочастотная часть АМП над хребтом Гаккеля полностью утрачена, а амплитуда средневолновой части теряется от 15 до 100%. Вместе с тем, все ЛМА идентифицируются, хотя на некоторых участках профиля происходят незначительные смещения, что обусловлено осреднением при гридировании 5 × 5 км и дальнейшим пересчетом в верхнее полупространство на высоту 1 км.

Для профиля NRL-99019, кроме очевидной полной потери высокочастотной составляющей в районе континентальной окраины архипелага Земля Франца-Иосифа (арх. ЗФИ) и частичной потери средневолновой составляющей, на некоторых участках наблюдается противофаза наблюденного и извлеченного полей (см. рис. 5, а).

Для профиля ПМГРЭ-2000010 от бровки шельфа наблюдается полное рассогласование полей (см. рис. 5, в). Причин таких рассогласований данных может быть несколько, но отсутствие полноценного технического описания к проекту САМР-GM [63, 67], вынуждает выдвинуть только предположения. Проект САМР-GM был создан в результате объединения различных матриц. Существуют различные алгоритмы объединения отдельных матриц в единые, но каждому алгоритму необходимо иметь область перекрытия матриц и в области перекрытия задать приоритет одной матрицы над другой. Наиболее вероятными причинами недопустимых расхождений между исходными профильными кривыми АМП и кривыми, извлеченными из матрицы, могут быть:

– в центральной области Евразийского бассейна было выполнено объединение матриц ВНИИОкеангеология и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия), но из-за различий их частотного диапазона (пересчет АМП матрицы ВСЕГЕИ в верхнее полупространство на высоту 5 км) на этапе объединения появились ошибки;

– при составлении матрицы ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия) при объединении матриц единичных съемок приоритет был отдан матрице, рассчитанной от наименее качественных данных 1960-х гг., а не матрицам, рассчитанным по результатам наиболее точных и информативных съемок NRL (США) или ПМГРЭ (г. Санкт-Петербург, Россия). Установление точных причин выявленных расхождений не имеет существенного значения, т.к. для всего восточного сектора Евразийского бассейна, включая сейсмический профиль ARC1407A и всех остальных профилей, расположенных восточнее до моря Лаптевых, отсутствуют аэромагнитные данные по AMП, пригодные для проведения качественной визуальной и количественной интерпретации на современном уровне.

Выполнить полностью корректную идентификацию осей линейных магнитных аномалий в восточной части Евразийского бассейна по ретроспективным аэромагнитным данным невозможно, что не позволяет улучшить результаты работы В.Ю. Глебовского с соавт. [2].

Для дальнейшего полноценного исследования тектонической истории развития данного сегмента Арктики необходимо выполнение новых аэрогеофизических съемок. Два локальных участка в котловинах Амундсена и Нансена, покрытых съемками ПМГРЭ с применением GPS навигации, не позволят выполнить каких-либо достоверных уточнений, т.к. восточный сектор характеризуется супермедленными скоростями раскрытия, происходившего на протяжении последних десятков миллионов лет, и для проведения надежной идентификации ЛМА нужна точка отсчета – магнитное поле над хребтом Гаккеля (см. рис. 4).

Поскольку скорость спрединга в период времени формирования хроны С13 в Евразийском бассейне была крайне низкая [2], то возникает сильный эффект суперпозиции полей и аномальное магнитное поле над областью океанической коры, сформированной в период ее наращивания, чаще всего представляет собой не локальную аномалию, как это проявляется в Северной Атлантике, а локальное осложнение. Это показывает аэромагнитный профиль ПР75002, расположенный на западе Евразийского бассейна, где скорости раскрытия максимальны, т.е. четкость ЛМА наилучшая (см. рис. 5, б).

При детальном рассматрении полученных данных аэромагнитных съемок четко прослеживается тенденция постепенного затухания и затем – исчезновения данного осложнения на кривых аномального магнитного поля по мере продвижения в восточном направлении. Именно поэтому выделение ЛМА 13 в результатах идентификации в Евразийского бассейна в работе американских коллег отсутствует [42].

Единичные следы осложнения АМП в районе ЛМА 13 можно увидеть на профилях NRL-1999 г., расположенных в центральной части Евразийского бассейна напротив архипелага Земля Франца-Иосифа. Далее на восток аномалия полностью теряется, что связано с уменьшением скорости спрединга. В работах по идентификации ЛМА или использовании результатов идентификации [2, 93] в восточном секторе Евразийского бассейна положение ЛМА 13 проведено по центру отрицательной аномалии, которая, как предполагается, разделяет группы аномалий от хрон C7–12 и C15–18. Это является предполагаемым положением ЛМА 13, а не установленным положением по данным аномального магнитного поля, что приводит к невозможности ориентироваться на это положение при геодинамическом или сейсмостратиграфическом анализе.

Дополнительным осложняющим фактором в котловине Нансена при идентификации ЛМА является существенное заглубление магнитоактивного фундамента (океаническая кора) из-за мощной осадочной оболочки, что приводит к существенной сглаженности аномального магнитного поля.

Исходя из проведенного анализа и сопоставления данных, можно утверждать, что ретроспективные отечественные данные в восточной части Евразийского бассейна являются ненадежными для целей проведения идентификации ЛМА. Существуют локальные участки на флангах хребта Гаккеля до примерно ЛМА 6n (~19.6 млн лет) в котловине Амундсена, покрытых детальными ретроспективными аэромагнитными съемками, где точность идентификации значительно выше, но выполнить полностью корректный анализ точности выделения ЛМА в этих областях невозможно (см. рис. 4).

Очевидно, что выявленное несоответствие современных осей и палеоосей раскрытия в возрастном диапазоне ~53.9-33 млн лет в западной части Евразийского бассейна [2] должно присутствовать также в его восточной части. По мере приближения к Лаптевоморской континентальной окраине временной интервал нестабильности должен начать затрагивать и временной диапазон 33-0 млн лет, что обусловлено близким расположением полюсов раскрытия. Провести корректное районирование (долгоживущая сегментированность) из-за мощного осадочного чехла по батиметрическим данным невозможно. а сейсмические данные в восточной части котловины Нансена практически отсутствуют, что также делает невозможным выделение симметричных сегментов в котловинах относительно современной оси раскрытия.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ результатов гравимагнитных исследований подтверждает обоснованность суждения В.Ю. Глебовского с соавт. [3] о том, потенциальные поля не только глубоководной части Северного Ледовитого океана, но и большей части прилегающего российского шельфа по-прежнему остаются малоизученными. К данному суждению мы можем добавить следующее. Для большинства акватории глубоководной части Северного Ледовитого океана, прилегающей к окраинным морям Российской Арктики, качество и детальность магнитометрических данных для Арктики в целом являются наихудшими.

В последние десятилетия, в отличие от зарубежных исследований, при проведении отечественных работ акцент явно сместился в сторону сейсмических работ. Вместе с тем, в глубоководной части Арктики пробурена только одна неглубокая скважина на хребте Ломоносова и не ожидается в ближайшей перспективе бурение в глубоководных котловинах. Поэтому интерпретация сейсмических данных, так или иначе, будет опираться на тектонические построения, которые невозможно совершенствовать без современной магнитометрической информации.

Однако, в отличие от предположения В.Ю. Глебовского с соавт. [3], мы не считаем, что в ближайшее время результаты спутниковой альтиметрии в пределах покрытой льдом части Арктики достигнут такого уровня точности, что будут сопоставимы с региональными гравиметрическими съемками. Безусловно, что новое поколение низкоорбитальных спутников позволят фиксировать более высокочастотную часть гравитационного поля, но волновое отражение от ледового покрова не имеет системного класса, поскольку зависит от большого количества факторов высокой степени сложности таких, как толщина ледового покрова, торосистость, зрелость и загрязненность ледового покрова (разные коэффициенты отражения), наличие и размеры полыней и т.д.

Очевидно, что при проведении будущих аэрогеофизических работ, предпочтение необходимо отдавать аэромагнитометрическим исследованием, но попутные аэрогравиметрические наблюдения необходимо выполнять, как составную часть съемки. Выражаем уверенность в том, что при организации новых аэрогравимагнитометрических экспедиций в глубоководной части Северного Ледовитого океана появится возможность перейти к поиску оптимальных решений — обеспечение минимально-достаточной безопасности полетов, планирование профилей с целью получения максимальной геологической информативности, осуществление бескомпромиссного вариационного контроля.

#### ТЕКТОНИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

#### Геодинамическая обстановка

Современная дивергентная граница между Евразийским бассейном и Северо-Американской плитами проходит в пределах всей Северной Атлантики от Ньюфаундленд–Иберийского сегмента и продолжается в Евразийском бассейне Арктического океана [25, 66, 106]. Глубоковод-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

ный Евразийский бассейн сформировался в кайнозойское время в результате медленного, переходящего в супермедленное, раздвижения Северо-Американской, включая хребет Ломоносова, и Евразийской плит [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 89, 111] (см. рис. 1).

В связи с тем, что при идентификации ЛМА ранее были использованы разные шкалы инверсий геомагнитного поля, в настоящей работе возрастная привязка приведена к Международной геохронологической шкале 2020 г. [74], частью которой является шкала инверсий геомагнитного поля [98].

Есть некоторые различия в принципах привязки ЛМА к хронам геомагнитной полярности (далее — хроны) и их наименовании. В настоящем исследовании принято современное обозначение, которое заключается в том, что ЛМА в северном полушарии привязываются к интервалу прямой полярности единичной хроны или субхроны (n — normal) и делятся на возраст начала ее формирования (о — old) и/или окончания (у — young).

В других исследованиях идентификация ЛМА (или части ЛМА) проводилась по центру положительных магнитных аномалий [2, 55], и, в таком случае, они обозначаются как n, что означает центр хроны прямой полярности.

Обсуждаемые в настоящей статье работе хроны, субхроны, ЛМА, ТЛМА (теоретические оси линейных магнитных аномалий), конечные полюса вращения (далее — полюса) и положение точек ТЛМА на линиях дрейфа систематизированы в таблице 1.

Современной сегментированности хребта Гаккеля посвящено значительное количество исследований [54, 90, 93]. Поскольку в настоящей работе рассматриваются некоторые особенности строения осадочного чехла, то нами принято деление Евразийского бассейна на западную и восточную части, условная граница которых соответствует линии дрейфа-5, середина линии совпадает с максимальным изгибом хребта Гаккеля в его центральной части (см. рис. 6).

В период эоцена—раннего олигоцена (ЛМА C24no—13ny, 53.9—33.2 млн лет) формирование Евразийского бассейна развивалось независимо от Северной Атлантики из-за существования Гренландской плиты [2, 42, 62, 66]. В северной части Норвежско-Гренладского бассейна происходило трансформное перемещение Гренландии относительно западной окраины Баренцева моря вдоль мегатрансформной зоны Де-Гир [55, 57, 58].

В данный период времени ни один из сегментов Евразийского бассейна не может в геодинамическом плане считаться Атлантическим. До начала спрединга Евразийского бассейна хребет Ломоносова являлся составной частью Баренцево-Карской континентальной окраины.

#### ЗАЙОНЧЕК и др.

Хроны/(субхро						
полярности		Возраст	Возраст раскрытия			
инлексация	πμα τπμα	πμα τπμα	(млн лет)	т) широта, ° долгота, °		раскрытия,°
(по [98])	(в тексте)	(на рисунках)	· · · · ·	(с.ш.)	(в.д.)	
Clno*	C1no	1no	0 773	60.32	140.4	0.0790
C2nv*	C2nv	2nv	1 775	63.65	135.8	0.1815
$C^{2}An 1nv^{*}$	C2An Inv	2  An  1  V	2 595	63.81	138.16	0.2690
$C^{2An}$ 3no*	C2An 3no	2An 30	3 596	62.94	139.02	0.3720
C3n 1nv*	C3n 1ny	3n 1v	4 187	62.38	137.91	0.4290
$C_{3n} 4_{no*}$	C3n 4no	3n 40	5 235	62.1	138 19	0.5380
C3An 1nv*	C3An 1nv	3An 1v	6.033	62.68	135.93	0.6110
C3An 2no*	C3An 2no	3An 20	6 727	63 59	135.55	0.6965
C4n 1nv*	C4n 1nv	4n 1v	7 537	63.56	137.83	0.787
C4n 2no*	C4n 2no	4n 20	8 125	64 25	137.09	0.876
C4Ano*	C4Ano	4A0	9.105	64.64	135.91	1.0085
C5n.1nv*	C5n.1nv	5n.1v	9.786	67.44	134.9	1.1365
$C5n 2no^*$	C5n 2no	5n 20	11.056	68.18	133.9	1 3065
C5An.2no*	C5An.2no	5An.20	12.474	67.22	136.07	1.4860
C5ACny*	C5ACv	5ACv	13.739	64.35	136.69	1.6075
C5ADno*	C5ADo	5ADo	14.609	65.98	135.58	1.761
C5Cn.1nv*	C5Cn.1v	5Cn.1v	15.994	68.06	135.87	2.0055
C5Dnv*	C5Dv	5Dv	17.154	68.2	134.84	2.1635
C5Env*	C5Ev	5Ev	18.007	69.05	133.69	2.3115
C6nv*	C6ny	6nv	18.636	70.71	131.3	2.4635
C6no*	C6no	6no	19.535	69.38	132.94	2.5346
C6AA (C6AAnv-C6AAr.2n)	C6AA	0110	21.426	_		_
C7n ( $C7n.1nv-C7Ano$ )	C7n	C7n	24.396	_	_	_
C8n.1n	C8nv	8nv	25.099	_	_	_
C9n (C9nv–C9no)	C9n		26.930	_	_	_
C12nv	C12nv		30.591	_	_	_
C12no	C12no	12no	30.977	_	_	_
C13ny**	C13ny	13ny	33.214	68.22	131.53	3.825
C13no	C13no	13no	33.726	_	_	_
C15ny	C15ny	15ny	35.102	_	_	_
C18n.1n	C18ny	18ny	38.398	_	_	_
C18n.2n	C18no	18no	40.073	67.72	133.91	4.625
C20ny	C20ny	20ny	42.196	_	_	_
C20no	C20no	20no	43.450	_	_	—
C21ny	C21ny	21ny	46.235	_	_	_
C21no**	C21no	21no	47.76	65.38	138.44	5.48
C22ny	C22ny	22ny	48.878	64.52	138.18	5.75
C22no**	C22no	22no	49.666	64.52	138.18	5.75
C23n.1ny	C23ny	23ny	50.767	_	_	_
C23n.2no	C23no	23no	51.724	—	—	_
C24n.1ny	C24ny	24ny	52.540	—	—	_
C24n.3no**	C24no	24no	53.900	63.07	144.26	6.41
C25ny	C25ny	25ny	57.101	—	—	_
C25no	C25no	25no	57.656	—	—	_
C26n (C26ny-C26no)	C26n	—	59.098	—	—	—

Таблица 1. Индексация хрон геомагнитной полярности и полюса раскрытия Северо-Американской плиты относительно Евразийской плиты.

Примечание. Магнитные аномали: ЛМА – линейные, ТЛМА – теоретические линейные; возрастная привязка согласно шкале примечание. Магнитыс апомали. лига – линсиныс, тлига – теорстические линеиные, возрастная привязка согласно шкале инверсий геомагнитного поля, (по [98]); единичные хроны или субхроны прямой полярности (normal) делятся на возраст начала ее формирования (о – old) и/или окончания (у – young); \* – полюса раскрытия (1no–6no), по [89]; \*\* – полюса раскрытия (13ny–24no), по [66].



1 \_ 2 \_ 3 \_ - 4 \_ 5 \_ 6 \_ - 6 \_ 7 \_ 8 \_ 9 \_ 10 \_ 11 \_ 12 \_ 12 \_ 13 ★ 14
 Рис. 6. Положение линий дрейфа в Евразийском бассейне.

Основа: цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77].

Обозначены (арабские цифры) номера линий дрейфа.

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп; ГКО – граница континент-океан. I–IV – рифтогенная система моря Лаптевых (структуры 1-го порядка), (по [28, 52]): І – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III – Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV – Новосибирский рифт; V–VI – предполагаемые раннекайнозойские палеотрансформные разломы в котловине Амундсена: V – Восточно-Ломоносовский, VI – Центрально-Восточно-Ломоносовский, VII – Центрально-Ломоносовский, (по [49, 92]). *I* – положение скважин бурения АСЕХ, (по [38]); *2* – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м.; *3*–4 – контуры структур (I–IV) рифтогенной системы моря Лаптевых, ([по 28, 52]): *3* – рифтовой системы, *4* – структур 1-го порядка; *5* – основные поднятия; *6* – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов; *7*–*8* – положение предполагаемых структур в котловине Амундсена (V–VII): *7* – раннекайнозойские палеотрансформные разломы, *8* – Восточно-Амундсеновский палеорифт; *9*–*10* – сейсмические профили: *9* – АИІ (Германия), (по [44, 56, 79, 82]), *10* – АRC1407A (Россия), (по [93]); *11* – теоретические профили: *9* – положение центра рифтовой долины; *13* – теоретическое положение вель хрон (2An.30–24nо); *14* – точки налегания кровли ключевых осадочных голщ на океанический фундамент вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300, по [44], (см. табл. 3, Толща-1а (Unit-1a), Толща-16 (Unit-1b), Толща-1с (Unit-1c), Толща-2 (Unit-2), положение точек – на рис. 8, 10)

Только после прекращения спрединга в системе Лабрадорское море—залив Баффина в раннем олигоцене (Cl3ny, 33.2 млн лет), отделявшего Гренландскую плиту от Северо-Американской плиты, Евразийский бассейн развивался в рамках единой системы Северной Атлантики [55, 66].

В западной части бассейна надежно установлена последовательность всех реперных кайнозойских ЛМА, начиная с C24no (53.9 млн лет), включая современную 1n [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 89, 111] (см. рис. 1).

Однако время начала спрединга остается дискуссионным. Согласно одним представлениям самой ранней выделяемой ЛМА является C25no (57.656 млн лет) [42]. Некоторыми исследователями предполагается, что раскрытие началось ~58 млн лет назад [2, 88]. Если привязывать данный возраст к используемым шкалам инверсии геомагнитного поля, то он соответствует хроне C26n, т.к. возрастной интервал ее формирования составляет ~57.7–59.0 млн лет [43] или ~57.6–57.9 млн лет [68].

ЛМА C26n считается началом спрединга и в более позднем исследовании [30]. В соответствии с международной геохронологической шкалой 2020 г. [74] возраст формирования хроны C26n

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

находится в диапазоне 58.959—59.237 млн лет и представляется нам несколько ранним для времени начала спрединга в Евразийском бассейне.

Другими исследователями время начала спрединга предполагается между хронами C25n?/C24no (57.656–53.9 млн лет) [61].

В настоящем исследовании принимается превалирующая точка зрения о начале спрединга ~56 млн лет назад [9, 36, 38, 42, 44, 50, 76, 93].

Данный возраст основан на привязке к ЛМА C25n, которая, в зависимости от использования шкалы геомагнитной полярности, ограничивается возрастом ~57.1—54.0 млн лет [43, 73, 98] или ~56.4—55.9 млн лет [68]. В соответствии с применяемой в настоящей работе международной геохронологической шкалой 2020 г. [74] возраст ЛМА C25n ограничивается диапазоном 57.656—57.1 млн лет, т.е. раскрытие Евразийского бассейна наступило ~57.4 млн лет назад.

Принимаемыми геодинамическими обстановками для Евразийского бассейна являются события, произошедшие ~45 млн лет назад (C21no-C20no, 47.760-43.450 млн лет). В это время изменилось направление раскрытия и начался переход скорости спрединга со средней скорости на супермедленную [2, 66]. Данные обстановки четко коррелируются с изменениями скорости и направления раскрытия в Норвежско-Гренландском бассейне [62, 70, 71]. Перестройка движения плит в северном полушарии имела глобальный характер, т.к. в этот период фиксируется и кинематическая перестройка плит Тихого океана [16].

Превалирующая точка зрения основана на комплексном изучении керна скважин ACEX, в разрезе которой присутствует долгий стратиграфический перерыв с 44.4 до 18.2 млн лет [36, 38, 60, 76]. Начало перерыва совпадает с изменением параметров раскрытия Евразийского бассейна, что проявляется в изменении направления линий дрейфа на участке между хронами C21n (47.760 млн лет) и C20n (43.450 млн лет) (см. табл. 1, линии для расчета полюсов раскрытия; см. рис. 2, положение хрон).

Именно между этими хронами C21n и C20n на сейсмической записи всех профилей появляется характерный для Евразийского бассейна опорный отражающий горизонт, который выделяется в качестве реперного горизонта в сейсмостратиграфических работах, основанных на кайнозойском возрасте формирования Евразийского бассейна [9, 44, 56, 93].

В это время ~46 млн лет в керне скважин ACEX фиксируются первые следы появления сезонного льда [37], что указывает на изменение климата, которое отражается в резкой смене характера сейсмических отражений выше отражающего горизонта ~ 45 млн лет [93]. Полагаем, что климатическое изменение является следствием смены тектонической обстановки в северном полушарии [93].

Следующее событие в Евразийском бассейне, ставшее ключевым, вызвано прекращением спрединга в системе Лабрадорское море—залив Баффина в раннем олигоцене (С13пу, 33.2 млн лет) [97]. Считается, что этому возрасту соответствует начало раскрытия его самого западного сегмента между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп [2, 55, 66, 93].

Именно с этим событием связаны принципиально различные подходы в определении его возраста и масштаба. Если рассматривать сейсмостратиграфические модели, основанные на кайнозойском возрасте формирования Евразийского бассейна, то ключевым отличием работы [93] от других исследований [9, 44, 56, 82] является выделение опорной границы возрастом ~34 млн лет (C13ny, 33.2 млн лет [74]).

Существование данной границы обосновывается прекращением юриканской орогении, вызванное встраиванием Гренландской плиты в структуру Северо-Американской [2, 42, 66, 97]. Юриканская орогения значительно затронула только ограниченные площади — острова Королевы Елизаветы (Канадский Арктический архипелаг), северную и северо-восточную окраины Гренландии, западное побережье и центральную часть архипелага Шпицберген, самую западную часть хребта Ломоносова, плато Ермака и поднятия Морриса Джесепа [49, 97, 109].

Окончание локального, возможно, локального среднемасштабного события в Арктике не могло вызвать столь значительного стратиграфического проявления в пределах всего Евразийского бассейна.

Также существует возрастная неопределенность. Сегмент между плато Ермака и поднятием Морриса Джесепа значительно более узкий по сравнению с остальной частью Евразийского бассейна из-за более позднего раскрытия данного участка (см. рис. 1). Согласно различным тектоническим построениям отделение плато Ермака от поднятия Морриса Джесепа произошло ранее хроны C12ny (30.591 млн лет) [42] или синхронно хроне C13n (33.214–33.72 млн лет) [2, 56], также возможно в период времени 35.3–33.7 млн лет назад [30]. В другом исследовании [78] время первой идентифицируемой ЛМА уменьшено до С9п (26.420–27.439 млн лет).

Неоднозначная трактовка данных тектонических представлений и режимов осадконакопления приводит к неоднозначности интерпретации данных глубоководного бурения скважин ACEX на хребте Ломоносова и для следующего ключевого события в Евразийском бассейне.

В период времени ~18.2–17.5 млн лет назад произошло резкое раскрытие пролива Фрама (современный трог Лены), связавшего северо-восточную часть Северо-Атлантического бассейна с Евразийским бассейном [36, 37, 76]. В Северном Ледовитом океана это привело к очень быстрому переходу от фазы бедной кислородом стадии озера к фазе эстуарного моря, которая, по мере расширения и углубления пролива Фрама в период времени ~11.56–9.36 млн лет, сменилась океанской фазой.

В геодинамическом плане это означает, что возраст смены фаз не зависел от времени начала раскрытия Евразийского бассейна между поднятием Морриса Джесепа и плато Ермака, т.к. согласно тектоническим построениям оно произошло значительно раньше, чем 18.2 млн лет назад.

Согласно исследованию, основанному на изучении изотопии осмия, стратиграфический перерыв произошел в коротком интервале ~34—36 млн лет (поздний эоцен), его длительность составляет всего ~400 тыс. лет, а начало раскрытия пролива Фрама в результате чего установилась циркуляция морских вод, произошло ~36 млн лет [100].

Точки зрения о существовании короткого стратиграфического перерыва придерживается значительное количество отечественных специалистов [13, 21, 26].

#### РЕКОНСТРУКЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Очевидно, что от ~36-33.2 млн лет тектоностратиграфическая история развития Евразийского бассейна противоречива.

Между поднятием Морриса Джесепа и плато Ермака не прослеживаются ЛМА хроны С13п (~33.214-33.726 млн лет) [2, 30, 42, 56, 66, 78], т.е. разделение данного сегмента произошло позднее. Моложе возраста ~33.5-33.2 млн лет назад в данном сегменте полная скорость раскрытия уже приблизилась к супермедленной, и составляла ~ 1.1-1.5 см/год [2, 66]. В соответствии с теоретическими расчетами для формирования полноценной связи между океанами ширина пролива должна составлять не менее 50 км [76]. При таких низких скоростях раскрытия для формирования участка океанической коры такой ширины необходим интервал времени ~3-4.5 млн лет. Даже, если принять возраст ~33.5 млн лет (середина хроны C13n, 33.214-33.726 млн лет) как начало последней фазы рифтогенного растяжения между поднятиям Мориса Джесепа и плато Ермака, то пролив необходимой ширины для обеспечения полноценного водообмена мог теоретически сформироваться не ранее, чем ~30.5-29 млн лет назад.

Основное принципиальное отличие в интерпретации ЛМА в западной части Евразийского бассейна существует в идентификации самой древней магнитной аномалии, которая начинает фрагментарно появляться между поднятием Морриса Джесепа и плато Ермака (см. рис. 1). Данная ЛМА привязана к диапазону хрон C12no-8ny (30.977-25.987 млн лет) [42], но в работе [55] ЛМА привязана к хроне C7n (24.025-24.459 млн лет). Данное различие в интерпретации вносит неопределенность в результаты сейсмостратиграфической привязки.

Результаты идентификации ЛМА [42] использовались в качестве основы при интерпретации сейсмических данных в западной части котловины Амундсена [44]. Однако интерпретация сейсмических данных в западной части котловины Нансена [56] была основана на результатах идентификации ЛМА [55]. При проведении увязки ближайших российских сейсмических профилей (рис. 1, профили ARC1103, ARC1104, ARC1105, ARC1106) к норвежским профилям была выполнена реидентификация ЛМА в западной части котловины Нансена [9].

Была показала правомерность идентификации начала обсуждаемой ЛМА хроной 8ny (25.987 млн лет) [42]. В работе [78] был выделен положительный максимум магнитной аномалии, который идентифицировался хроной C9n (26.420–27.439 млн лет) [42].

Определение точного времени начала раскрытия пролива Фрама до сих пор является предметом научных дискуссий в связи со сложной геодинамической обстановкой и ограниченным объемом геолого-геофизических данных.

Превалирует предположение [55], что самая ранняя ЛМА С6по (~19.6 млн лет) появляется фрагментарно только в самой северной части трога Лены, соединяющейся с Евразийским бассейном. Первой непрерывной ЛМА в сегменте трога Лены и расположенной южнее впадине Моллой, является C5n (~10.4 млн лет), при этом непрерывный океанический коридор сформировался в раннем миоцене (~20–15 млн лет).

Для данного сегмента наиболее ранней идентифицируемой хроной является C6AA (~21 млн лет) [53].

Рассматриваемый возрастной диапазон начала формирования трога Лены соответствует стратиграфической модели скважины ACEX, в которой возраст окончания долгого стратиграфического перерыва принимается равным ~18.2 млн лет [36, 37, 76], и полностью противоречит альтернативной модели, в которой возраст окончания короткого перерыва принимается равным ~34 млн лет [13, 21, 26, 100].

При интерпретации мы применили классическую стратиграфическую модель скважины ACEX [36, 38, 76].

Различные тектонические реконструкции представлены для области сочленения океанического Евразийского бассейна с континентальной окраиной моря Лаптевых:

 смещение хребта Гаккеля и хребта Ломоносова от системы рифтов лаптевоморского шельфа происходит по трансформной Хатангско-Ломоносовской зоне [51];

движение хребта Ломоносова в составе Северо-Американкой литосферной плиты без образования сдвиговой системы разломов [5, 19];

– трансформное перемещение хребта Ломоносова относительно Евразийской окраины вдоль Хатанга—Ломоносовской зоны разломов только в начальной спрединговой стадии развития Евразийского бассейна в раннем кайнозое до второй половины эоцена и прекращение трансформного перемещения в связи с изменением направления движения литосферных плит в северном полушарии [16, 28, 93].

При привязке опорных отражающих сейсмических горизонтов к ЛМА имеет значение, в каком сегменте системы проводится интерпретация – в геодинамически спокойном или в области незначительных трансформных перемещений, связанных с локальными перескоками оси раскрытия. Сейсмический профиль ARC1407A находится примерно в центре Евразийского бассейна.

Несмотря на значительную удаленность сейсмического профиля ARC1407A от моря Лаптевых, существует высокая вероятность обнаружения локальных трансформных перемещений в центральной и восточной частей Евразийского бассейна, т.к. по мере приближения к лаптевоморской континентальной окраине уменьшается скорость спрединга и увеличивается его нестабильность, что связано с приближением к полюсам раскрытия. Область сочленения тектонических структур играет важную роль в установлении временных интервалов существования локальных перескоков оси раскрытия.

Аэромагнитные данные, использованные при идентификация ЛМА в восточной части Евразийского бассейна ненадежны из-за больших погрешностей, что ведет к поиску альтернативного способа проверки существования локальных перескоков оси раскрытия.

Стандартным решением является сравнение положений линий дрейфа с геоморфологическими и тектоническими элементами. Для Евразийского бассейна или его восточной части подобный анализ ранее выполнялся [2, 63, 93], но мы расширили диапазон анализа в нашем исследовании.

#### Анализ линий дрейфа и миграции мгновенных полюсов вращения

Линии дрейфа можно рассчитать на основе положения мгновенных полюсов раскрытия. В случае необходимости проследить особенности раскрытия от современного центра спрединга в сторону глубоководных котловин, то расчеты проводятся с использованием половинчатых углов, что подразумевает симметричный спрединг. В случае асимметричного спрединга подобное упрощение, с одной стороны, вносит определенные искажения, но, с другой стороны, выделяют области перескоков оси раскрытия в пределах единичных сегментов хребта.

Результаты последних расчетов положений полюсов раскрытия [2, 66, 89] хорошо совпадают, поэтому и оценки скорости и направления раскрытия Евразийского бассейна [2, 66] также совпадают. Поэтому мы воспользовались результатами анализа особенностей спрединга для самого западного сектора восточной частей Евразийского бассейна [2], установившими следующие закономерности:

 в период хрон C24no-C20no (53.9–43.45 млн лет) наблюдается максимальная асимметрия, что свидетельствует о частых перескоках оси раскрытия в пределах единичных сегментов;

– в период хрон C20no–13n (~43.45–33.5 млн лет) асимметрия резко уменьшается и проявляется сегментированность вдоль палео-оси раскрытия, когда участки хорошего совпадения современной и древней оси (ЛМА) раскрытия сменяются участком несоответствия, что свидетельствует о локальных перескоках оси раскрытия;

– в период хрон C6no–2nA (~19.6–3.6 млн лет) наблюдается почти полная симметрия.

Перечисленные закономерности четко подтверждаются положением линий дрейфа (см. рис. 6).

Осадочный чехол в котловине Нансена значительно мощнее, чем в котловине Амундсена [79, 93]. Из-за этого участок континентального склона окраины Карского моря сильно сглажен. Поэтому, при визуальной оценке, опирающейся на информацию о рельефе дна, выполнялось сопоставление расстояний от окончания линией дрейфа (хрон C24no (53.9 млн лет) до изолиний рельефа хребта Ломоносова со стороны котловины Амундсена.

Аналоговым решением визуального сопоставления является использование границы континент—океан. Из-за единичности данных глубинной сейсморазведки нами использовались аномалии поля силы тяжести. Подобное определение границы континент—океан, особенно на участках сглаженного рельефа континентальных окраин, достаточно условно. Положение границы континент—океан проводится по максимальным значениям градиента аномалий Буге [2, 50, 55], но из-за большой неоднозначности положения градиента в восточной части Еразийского бассейна мы дополнили общепринятый стандарт:  дополнительно использовались изостатические аномалии WGM-2012, рассчитанные по модели Эйри–Хейсканена [41];

 проводилось направленное определение максимальных горизонтальных градиентов в пределах относительно прямолинейных участков Баренцево—Карской континентальной окраины и хребта Ломоносова.

Сопоставление направлений линий дрейфа, рельефа дна и положения границы континент океан позволяет предположить, что в период раннего кайнозоя Евразийский бассейн развивался в пределах отдельных сегментов (между линиями дрейфа 1–3, 3–5, 5–8, 8–10, 10–12, 12–13), унаследованных от тектонического строения континентальной окраины [27, 92, 93] (рис. 6).

Сегменты разделялись трансформными разломами с незначительным смещением. В структуре первого сегмента выделяется отдельный суб-сегмент (см. рис. 6), между линиями дрейфа 1–2).

Предполагаемый раннекайнозойский палеотрансформный разлом [61, 92, 102] с предлагаемым нами названием Центрально-Ломоносовский, четко проявляется в направлении линий дрейфа 4–5 в диапазоне хрон C24no (53.9 млн лет)–C21no (47.760 млн лет) (см. рис. 6).

Изгиб в центре восточной части хребта Ломоносова, который расположен четко на траверсе линии дрейфа 8, позволяет предположить существование еще одного палеотрансформного разлома, с предлагаемым нами названием Центрально-Восточно-Ломоносовский (см. рис. 6). Полеотрансформы в котловины Амундсена должны зеркально отражаться в котловине Нансена, но отсутствие надежных геофизических данных не позволяет их выделить, а морфологические критерии, как на хребте Ломоносова не работают изза мощного осадочного чехла.

Линия дрейфа 14, пролегающая уже на шельфе на продолжении хребта Гаккеля, показывает, что рифтовая система моря Лаптевых примерно в 2 раза шире, что свидетельствует об очень интенсивном верхнемеловом (?) растяжении, что уже неоднократно подчеркивалось [51] (см. рис. 6).

Линии дрейфа 13—14 фиксируют то, что направление Хатанга-Ломоносовской зоны разломов [28] совпадает с линиями дрейфа только для хрон C20no (43.450 млн лет)—C13ny (33.214 млн лет) и резко отличается для всего остального кайнозойского интервала, что отражает сложную и многоэтапную историю формирования самой восточной области Евразийского бассейна (см. рис. 6, см. рис. 7).

Подтверждается ранее выявленная асимметрия расстояний котловин Амундсена и Нансена, которая начинается от линии дрейфа 10 в сторону континентальной окраины моря Лаптевых и объясняется асимметрией спрединга в период времени ~49–33 млн лет назад [63] (см. рис. 6, см. рис. 7).

Наиболее четко данная асимметрия проявляется на линии дрейфа 12, на которой теоретическое положение хроны C24no (53.9 млн лет) уже находится на шельфе моря Лаптевых, а не в котловине Нансена, в то время как на противоположенной стороне она расположена в котловине Амундсена (см. рис. 6).

Объяснением данной асимметрии может являться раскрытие Евразийского бассейна в данной области в раннем кайнозое в юго-восточной части котловины Амундсена напротив системы Анжу–Новосибирских рифтов и дальнейшим перескоком оси раскрытия, произошедшим примерно в период хрон C21no (47.760 млн лет)– C20no (43.450 млн лет).

Данный возраст соответствует перестройке спрединга в Евразийском бассейне и Норвежско-Гренладского бассейна [66, 71]. В этом случае в юго-восточной части котловины Амундсена должен существовать локальный палеорифт, с предлагаемым нами названием Восточно-Амундсеновский, а сочленение с континентальной окраиной происходить по разлому, с предлагаемым нами названием Восточно-Лаптевский палеотрансформный разлом (см. рис. 6, рис. 8).

Для интервала хрон C20no (43.450 млн лет) – C13ny (33.214 млн лет) фиксируется соответствие направлений линий дрейфа и предполагаемого Хатанга – Ломоносовской зоны зоны разломов. В самом восточном сегменте Евразийского бассейна между линиями дрейфа 12–13 шел очень медленный рифтинг с возможным одновременным незначительным смещением (или смещениями) вдоль этого направления (см. рис. 6).

Начиная с времени формирования хроны C13ny (33.214 млн лет) шла постоянная кинематическая перестройка раскрытия Евра- зийской и Северо-Американской плит, что отражается в положении полюсов раскрытия (см. рис. 7).

Скорее всего в самой восточной части Евразийского бассейна постоянно происходили локальные перескоки оси раскрытия, но из-за супермедленных скоростей они не находят своего четкого отражения в геофизических данных.

Резкое изменение приходится на хрону Сблу (18.636 млн лет), что хорошо совпадает с возрастом окончания долгого стратиграфического перерыва, выявленного в скважине АСЕХ (~18.2 млн лет) [36, 37] и началом сегментированного спрединга в троге Лены (~19.6 млн лет) [55]. До этого времени в генеральном плане смещение полюсов раскрытия шло в северо-западном направлении, а с этого момента основной вектор сменился на южное направление (см. рис. 7).

Изменение направления полюсов раскрытия, произошедшего примерно 18.6 млн лет назад,

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023



Рис. 7. Положение мгновенных полюсов раскрытия для Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (по данным [66, 89]).

Основа: цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77].

Сокращение: НО – Новосибирские острова.

I-IV – рифтогенная система моря Лаптевых (по [28, 52]):

I – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III – Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV – Новосибирский рифт; V – предполагаемый раннекайнозойский палеотрансформный разлом в котловине Амундсена: V – Восточно-Ломоносовский.

1 – землетрясения в диапазоне 3.3–6.9 *М* (интенсивность пропорциональна размерам) (по [110]); 2 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м.; *3–4* – контуры структур (I–IV) рифтогенной системы моря Лаптевых (по [28, 52]): *3* – рифтовой системы, *4* – структур 1-го порядка; *5* – основные поднятия; *6* – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, *7–8* – положение предполагаемого: *7* – раннекайнозойского палеотрансформного разлома (V) в котловине Амундсена, *8* – Восточно-Амундсеновского палеорифта; *9* – линия дрейфа; *10* – центр рифтовой долины; *11* – теоретическое положение реперных хрон (2An.3o–24no); *12* – кривая миграции мгновенных полюсов раскрытия (1no–6no [89]) и (13ny–24no [66]); *13* – положение мгновенных полюсов раскрытия

привело к смене механизма раскрытия в самой восточной части Еразийского бассейна и началу относительно быстрого рифтинга континентальной окраины при супермедленных скоростях раскрытия, начиная примерно с 77.8° с.ш.

Нестабильность системы и стремление обратного возврата к северному направлению в период хрон C5ACy–C5n2o (13.739–11.056 млн лет) имеют важное значение. Можно предположить, что раскрытие в самом восточном сегменте системы, начиная примерно с 77.5° с.ш. (центр линии дрейфа 13 – локальный изгиб изобаты 500 м), началось не ранее хроны C5ACy (13.739 млн лет). При этом в разрезе скважины ACEX присутствует стратиграфический перерыв ~11.6—9.4 млн лет, что может свидетельствовать о корреляции событий [36, 37].

Практически полное отсутствии асимметрии для участка Еразийского бассейна [2], в пределах которого расположен сейсмический профиль ARC1407A, подтверждается линиями дрейфа 6 и 7 (см. рис. 6).

Пририфтовые горы четко ограничиваются хроной Сбпо (19.6 млн лет). Наблюдаются незначительное расхождение расстояний между хроной С24no (~53.9 млн лет) и границы континет—океан для линии дрейфа 7. Для линии дрей-



Рис. 8. Теоретический возраст формирования океанической коры Евразийского бассейна. Основа: цифровая модель рельефа дна IBCAO v.4 [77].

-

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп.

I-IV – рифтогенная система моря Лаптевых, (по [28, 52]): I – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III - Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV - Новосибирский рифт; V-VII - предполагаемые раннекайнозойские палеотрансформные разломы в котловине Амундсена: V – Восточно-Ломоносовский, VI – Центрально-Восточно-Ломоносовский, VII - Центрально-Ломоносовский (по [49, 92]).

1 – положение скважин бурения ACEX (по [38]); 2 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м; 3–4 – контуры структурр рифтогенной системы моря Лаптевых (по [28, 52]): 3 – рифтовой системы, 4 – структур 1-го порядка (I–IV); 6 – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов; 5 – основные поднятия; 7-8 – положение предполагаемых структур в котловине Амундсена: 7 – раннекайнозойских палеотрансформных разломов в котловине Амундсена (V–VII), 8 – Восточно-Амундсеновского палеорифта; 9-10 – реперные сейсмические профили: 9 – AWI (Германия) (по [44, 56, 79, 82]), 10 – ARC1407A (Россия) ([93]); 11 – точка драгирования молодых базальтов (справа от точки указан возраст (млн лет) по результатам геохронологических исследований (по [80]), слева указан теоретический возраст, млн лет)); 12 – точки налегания кровли ключевых осадочных толщ (см. табл. 3 и рис. 6, 10) на океанический фундамент вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300 (по [44]), справа от точек указан возраст и погрешность определения (млн лет) (по [44]), слева указан теоретический возраст (млн лет): *a* – Толща-1a (Unit-1a); *б* – Толща-16 (Unit-1b); в – Толща-1с (Unit-1c); г – Толща-2 (Unit-2).

фа 6 расхождение расстояний значительно выше. Это позволяет предположить, что в районе подножия склона хребта Ломоносова, где расположен сейсмический профиль, во время начальной стадии раскрытия существенных перескоков оси не было. В области континентального склона в котловине Амундсена перескоки оси были, но изза значительных мощностей осадочного чехла на сейсмической записи в этом районе фундамент не выделяется [93], поэтому выполнить сейсмостратиграфическую привязку самых нижних горизонтов невозможно.

Если опираться на оценки асимметрии из работы [2], то в первом приближении участок Евразийского бассейна, где расположен сейсмический профиль ARC1407А можно разделить на следующие области:

- центральная, сформированная в период времени ~19.6-0 млн лет (хрона 6no), с высокой степенью симметрии, не превышающей отклонения  $\sim 3-5\%;$ 

- фланговые, сформированные в период времени ~56-19.6 млн лет (хроны 24по-6по), где

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 6 2023 асимметрия может достигать ~5–7%, но для наиболее древних возрастов в котловине Амундсена.

Можно уверенно констатировать об удачном расположении профиля ARC1407A в сейсмотектонически и геодинамически спокойном сегменте без признаков значительных перескоков. Приведенные оценки возможной асимметрии справедливы при расчетах теоретического возраста океанической коры.

#### Сейсмостратиграфическая привязка

В случае принятия кайнозойского непрерывного спредингового формирования Еразийского бассейна классическая сейсмостратиграфическая привязка, как это реализовано в работах [9, 44, 56, 79, 93], предполагает выделение ближайших к рифтовой долине точек налегания кровли выделяемых осадочных толщ на океанический фундамент, возраст которого определяется по результатам идентификации осей ЛМА, что соответствует принципу невозможности формирования осадочной толщи более древнего возраста, чем возраст подстилающей океанической коры (рис. 9).

Данный способ сейсмостратиграфической привязки широко распространен при определении возраста осадков, сформированных в спрединговых бассейнах, но применительно к данному району он может иметь значительные погрешности. Это вызвано тем обстоятельством, что существующие в данной области Евразийского бассейна аэромагнитные данные характеризуются крайне низкой навигационной точностью, погрешность которой может достигать десятков километров. Подтверждением этому служат приведенные в работе [93] результаты идентификации ЛМА вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A (см. рис. 9).

Наличествует масштабная асимметрия раскрытия, которая проявляется в том, что протяженность участков океанической коры, сформированных за один и тот же временной интервал в котловинах Амундсена и Нансена, резко различаются (см. рис. 9).

Альтернативное решение заключается в определении теоретического положения линейных магнитных аномалия (ТЛМА) относительного современного центра спрединга с использованием полюсов вращения и половинчатых углов раскрытия Еразийской и Сееро-Американской плит и построение модели теоретического возраста океанической коры. Для определения ТЛМА проводились расчеты положения линий дрейфа с шагом ~2.5–5 км, поэтому к ним справедливы приведенные оценки погрешности определения.

При использовании половинчатых углов раскрытия, как это сделано в настоящей работе, в качестве начальной точки принимается современная дивергентная граница. Обычно при региональных исследованиях ось раскрытия выделяется по оси минимума гравитационных аномалий в свободном воздухе над рифтовой долиной. Нами приоритет был отдан данным рельефа дна IBCAO v4 [77], которые для хреба Гаккеля (кроме самого восточного участка) базируются на данных МЛЭ, т.к. компиляции гравитационных аномалий для Арктики имеют сглаженный характер.

На участках незначительных нетрансформных смещений рифтовой долины и в самой восточной части Евразийского бассейна предпочтение отдавалось гравитационным аномалиям в свободном воздухе из проекта WGM-2012 [41].

Используемые в настоящей работе полюса вращения плит, углы и полууглы раскрытия приведены в табл. 1. Цикл гляцио-морского осадконакопления начался ~2.7 млн лет назад, что надежно установлено для западной и северо-западной окраин Баренцева моря и прилегающих глубоководных котловин данными бурения и многочисленной сейсмической информацией [31]. Теоретическое положение ТЛМА для данного возраста рассчитывалось линейной интерполяцией между ближайшими по возрасту хронами C2An.1ny (2.595 млн лет) и C2An.3no (3.596 млн лет), для которых рассчитаны полюса вращения [89].

Для профиля ARC1407A в качестве положения современного центра спрединга, относительно которого проведены расчеты, принято локальное поднятия в центре рифтовой долины, которое, по характеру сейсмической записи, может отождествляться с неовулканом. Современные вулканические осевые хребты и вулканы закартированы и подтверждены пробоотбором [101] в близко расположенном участке рифтовой долины 85° с.ш. хребта Гаккеля [90, 101].

Результаты расчетов ТЛМА использованы при сейсмостратиграфической интерпретации профиля ARC1407. Для отдельных склонов пририфтовых гор, вплотную примыкающих к рифтовой долине хребта Гаккеля со стороны котловины Амундсена, в районе пересечения сейсмических профилях ARC1420 и ARC026 было выявлено отсутствие осадочного чехла [93] (рис. 6).

Для данного района было выполнено драгирование и подняты свежие базальты, возраст которых определен <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом как  $3.65 \pm 0.01$  млн лет. [80]. Для сопоставления корректности расчетов ТЛМА, которым был присвоен возраст в соответствии геохронологической шкалой GTS-2020 [74], была рассчитана матрица значений теоретического возраста океанического дна (см. рис. 8).

Из-за нестабильности спрединга для периода времени формирования хрон C6ny–5n.1y (18.636– 9.786 млн лет), о чем свидетельствует резкое перемещение близко расположенных к Евразийскому бассейну полюсов вращения плит, для расчетов



**Рис. 9.** Сейсмостратиграфическая привязка сейсмических профилей ARC1407A и AWI20010100, (по данным [18, 56, 93], с изменениями и дополнениями).

(a) — временно́й разрез по сейсмическому профилю ARC1407A; (б) — глубинный разрез по сейсмическому профилю AWI20010100; (в) — зеркальное отображение временно́го разреза части сейсмического профиля ARC1407A в котловине Нансена.

Обозначено:

ТЛМА – положение теоретических осей линейных магнитных аномалий и их возраст (млн лет) в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]); ЛМА – положение осей линейных магнитных аномалий, (по [93]); ЛМА\* – оси линейных магнитных аномалий и их индексация (по [56]); ЛМА\*\* – оси линейных магнитных аномалий и их индексация (по [56]); ЛМА\*\* – оси линейных магнитных аномалий, идентифицированные (по [9]); ГКО – граница перехода континент–океан, (по [93]) и возраст формирования в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]); А – область быстрого воздымания палеоборта рифтовой долины; Б, Б' – симметричные межгорные впадины в котловинах Нансена и Амундсена относительно центра рифтовой долины хр. Гаккеля с незначительным смещением (~2 млн лет) теоретического возраста формирования океанической коры; В – область неопределенности трассирования сейсмических горизонтов в котловине Амундсена; 1, 1'; 2, 2'; 3; 4, 4' и 5 – области значительной или частичной потери корреляции сейсмического сигнала, интерпретируемые как подводные оползни и турбидитные потоки.

Возраст (млн лет) – теоретический возраст океанического фундамента в точках налегания кровли выделяемых осадочных толщ.

Точки возрастом 2.7 млн лет (красным) определены методом линейной интерполяции между ближайшими ТЛМА (см. табл. 1).

1 – рельеф фундамента; 2 – поверхность дна над осадочным чехлом; 3 – разломы; 4 – выделяемые границы в осадочном чехле хр. Ломоносова; 5 – предполагаемое положение выделенной границы в осадочном чехле на хр. Ломоносова, соответствующее началу спрединга в Евразийском бассейне; 6–7 – расстояние от центра рифтовой оси до: 6 – теоретических осей линейных магнитных аномалий, 7 – осей линейных магнитных аномалий, (по [93]); 8 – поверхность океанического фундамента; 9 – кривая аномального магнитного поля; 10 – возраст океанической коры в местах налегания кровли осадочных толщ (млн лет)

матрицы значений возраста в диапазоне хроны C5 использовалась только ТЛМА C5An.20 (12.474 млн лет) (см. рис. 6). Поскольку геодинамическое развитие области Евразийского бассейна, сочленяющейся с континентальной окраиной моря Лаптевых, остается обсуждаемым, то матрица значений обрезана по изобате 500 м (см. рис. 8). В дальнейшем из матрицы были извлечены значения для точек начала и окончания профиля драгирования. Для точки начала профиля с координатами 81°12.76' с.ш., 121°25.87' в.д. теоретическое значение возраста получилось равным 2.8 млн лет, а для точки окончания профиля с координатами 81°12.15' с.ш., 121°31.26' в.д. равным 3.2 млн лет,

Осадочная толща <sup>1</sup>	Возраст кровли по шкале 2012 г. <sup>2</sup> (млн лет)	Ошибка опреде- ления <sup>3</sup> (млн лет)	Исполь- зуемые ЛМА <sup>*, 4</sup>	Возраст ЛМА по шкале 2012 г. <sup>5</sup> (млн лет)	Возраст ЛМА по шкале 2020 г. <sup>6</sup> (млн лет)	Возраст кровли по шкале 2020 г. <sup>7</sup> (млн лет)	Теорети- ческий возраст кровли по шкале 2020 г. <sup>8</sup> (млн лет)	Разница определения возрастов по шкале 2020 г. <sup>9</sup> (млн лет)
Unit 1a	44.5	±1.5	C21ny-20no	45.724-42.301	46.235-43.450	44.8	46.4	1.6
Unit 1b	37.5	±2.5	C180-15y	39.698-33.705	40.073-35.102	37.6	36.8	0.8
Unit 1c	27.5	±2.5	C12o-C8y	24.984-30.591	30.977-25.099	28	24.7	3.3
Unit 2	23(?)	<25-20	<c8y< td=""><td>24.984</td><td>25.099</td><td>23</td><td>22.4</td><td>-0.6</td></c8y<>	24.984	25.099	23	22.4	-0.6

Таблица 2. Сопоставление возрастов кровли осадочных толщ вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300 с результатами определения теоретического возраста, извлеченного из матрицы значений (см. рис. 8).

Примечание. \* – ЛМА – линейные магнитные аномалии:

- индексация осадочных толщ, (по [44]);

 возраст кровли осадочных толщ в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [44, 73]); 3

– ошибка определения возраст кровли осадочных толщ, (по [44]);

<sup>4</sup> – используемые ЛМА для определения возраста кровли осадочных толщ, (по [42, 44)];

возрастной диапазон интервалов ЛМА в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля: <sup>5</sup> – по [73], <sup>6</sup> – по [98];

- возраст кровли осадочных толщ в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

<sup>8</sup> – теоретический возраст океанической коры в месте налегания кровли осадочной толщи в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

разница определения возрастов кровли осадочных толщ, определенных по линейным магнитным аномалиям и теоретическому возрасту океанической коры (по шкале инверсий геомагнитного поля, (по [98]).

что свидетельствует о хорошей сопоставимости теоретических расчетов с лабораторными определениями.

В западной части котловины Амундсена в качестве реперного использовался сейсмический профиль AWI20010300, который расположен на удалении ~120 км от сейсмического профиля ARC1407A [44]. Отсутствие секущих профилей, связывающих два профиля, корректность визуального сопоставления выделяемых сейсмических толщ вызывает сомнения.

Для контроля из матрицы значений теоретического возраста были извлечены значения для точек налегания кровли слоев на океанический фундамент вдоль сейсмического профиля AWI20010300 [44]. Результаты сопоставления показывают очень близкие значения возрастов, привязанных к ЛМА [44] и теоретически определенных (табл. 2).

Различие определения возраста для кровли толщи Unit-1a (44.5 млн лет [73], 44.8 млн лет [98]), равное ~1.6 млн лет, практически укладывается в погрешность определения в ±1.5 млн лет [44]. При этом возрасту 44.8 млн лет соответствует перестройка движения плит, поэтому полученное расхождение возрастов может отражать длительность перестройки.

Различие в определении возраста кровли толщи Unit-1c (27.5 млн лет [73] или 28 млн лет [97]), равное ~3.3 млн лет, несколько превышает погрешность определения в ±2.5 млн лет [44]. Отмечено, что точка налегания кровли сейсмической толщи на океанический фундамент расположена в пределах пририфтовых гор в области резкого повышения фундамента, поэтому возраст данной толщи может быть моложе [44].

В западной части котловины Нансена в качестве реперного профиля использовался сейсмический профиль AWI20010100, который значительно удален от сейсмического профиля ARC1407A [56] (см. рис. 1, см. рис. 6). В пределах стратиграфически привязанных толщ прослежены дополнительные опорные горизонты, возраст которых не определялся (см. рис. 9, б). Не внося изменения в положении выделяемых опорных горизонтов, нами выполнена их привязка к ЛМА. Для этого использовались результаты реидентификации ЛМА [9], которые специально проводились с целью увязки результатов норвежских исследований с ближайшими российскими сейсмическими профилями.

ПМА	Котловина Амундсена					Котловина Нансена				Сравнение разницы расстояний ЛМА от центра спрединга в котловинах***	
JIMA	возраст (млн лет)*	расстояние (км)**	теоретический возраст (млн лет)	разница возрастов (млн лет)	соотношение расстояний (%)	расстояние (км)**	теоретический возраст (млн лет)	разница возрастов (млн лет)	соотношение возрастов (%)	соотношение расстояний (км)	соотношение расстояний (%)
5n.1ny	~9.8	44	9.8	0	0	22	4.8	5	100	22	100
6ny	~18.6	77.5	19.2	0.6	3	59	13.9	4.7	25	18.5	31
13ny	~33.2	103	25.2	8	24	88	21.2	12	36	15	17
24no	~53.9	289	53.5	0.4	0.7	273	52.3	1.6	3	16	6

Таблица 3. Расчеты диспропорций в положении и возрасте линейных магнитных аномалий (по [93]) в котловине Амундсена и котловине Нансена вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A относительно рифтовой оси хр. Гаккеля (см. рис. 9, а).

Примечание. ЛМА – линейные магнитные аномалии; возрастная привязка согласно шкале инверсий геомагнитного поля, из работы (по [98]); единичные хроны или субхроны прямой полярности (normal) делятся на возраст начала ее формирования (o – old) и/или окончания (y – young);

\* – возраст хроны в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

\*\* — расстояние вдоль линии профиля от центра спрединга до линейных магнитных аномалий.

\*\*\* – соотношение расстояний вдоль линии профиля от центра спрединга до положения линейных магнитных аномалий (ЛМА) в котловинах Амундсена и Нансена.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ARC1407A

## Сопоставление ТЛМА с ЛМА вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A

Визуальный анализ положения ТЛМА и результатов уверенно идентифицированных ЛМА из работы [93] показывает очень хорошее соответствие положений в котловине Амундсена, но принципиально отличается в котловине Нансена (см. рис. 9, а).

Результаты сопоставления надежно идентифицированных ЛМА и ТЛМА в виде количественных оценок представлены в табл. 3.

В котловине Амундсена для хрон C5n.1ny, C6ny и C24no положение ТЛМА и ЛМА хорошо совпадают. Это связано с тем, что этот участок характеризуется хорошей плотностью аэромагнитных данных (см. рис. 4). Для котловины Амундсена единственное существенное расхождение выявлено для хроны C13ny (~33.2 млн лет).

Для котловины Нансена единственное совпадение ЛМА и ТЛМА в рамках выбранных погрешностей (<7%) наблюдается в области хроны C24no. Погрешность возраста для ЛМА C5n.1ny, C6ny, C13ny составляет от 25 до 100%, что невозможно объяснить масштабными перескоками оси раскрытия, т.к. их признаки не видны в сейсмических данных (см. рис. 9, а). Обращает на себя внимание масштабная асимметрия раскрытия для ЛМА С5п.1пу, которая выражается в том, что протяженность участка океанической коры, сформированного за один и тот же период времени в котловине АМ в 2 раза шире, чем в котловине Нансена.

ЛМА C5n.1nv попадает во временной интервал, начиная с раннего миоцена (хрона Сбпо, 19.535 млн лет), когда Еразийский бассейн формировался как единая система с Северной Атлантикой. В работах [2, 89, 66], посвященных идентификации ЛМА в Северной Атлантике и Евразийском бассейне, отмечается высокая симметричность спрединга в данный период развития системы, что исключает возможность 2-х кратной асимметрии. Геодинамически, подобная асимметрия может объясняться только продолжительным по времени перескоком оси раскрытия, но в этом случае в котловине Амундсена должна была сформироваться полноценная палеорифтовая долина, которая отсутствует в сейсмических данных, и должны присутствовать трансформные разломы, которые не видны в дистанционных данных (батиметрия, гравиметрия, магнитометрия).

Исходя из полученных оценок, можно уверенно констатировать неточность положения выделенных в работе [93] всех уверенно идентифици-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

рованных ЛМА котловине Нансена и ЛМА 13ny (33.214 млн лет) в котловине Амундсена.

#### Возрастная привязка опорных отражающих горизонтов и осадочных толщ, выделяемых на сейсмическом профиле ARC1407A

Возрастная привязка отражащих горизонтов (ОГ), выделяемых в нижней и средней части разреза осадочного чехла выполнена традиционным способом путем корреляции участков прилегания к океаническому фундаменту, возраст которого определялся по положению ТЛМА (см. рис. 9, а, б).

Привязка ОГ участка сейсмического профиля ARC1407 над хребтом Ломоносова осуществлялась к результатам бурения скважин ACEX путем двойного проецирования профиля AWI 91090 на профиль ARC1407 через промежуточный профиль AWI 91091 [22]. Поскольку рельеф данного участка хребта Ломоносова является плоским и сейсмические данные в области проецирования показывают отсутствие разломных нарушений в верхней части разреза осадочного чехла, то с геофизической точки зрения подобный подход является корректным при решении задачи прослеживания наиболее контрастных и характерных отражающих горизонтов (ОГ) (см. рис. 9 а). Имеется только два таких четко выраженных ОГ:

 – граница среднекайнозойского несогласия 44.4–18.6 млн лет;

 – граница, фиксирующая начало спрединга в Еразийском бассейне ~57.4 млн лет назад [98] согласно стратиграфической привязке [36, 37].

Если рассматривать сейсмический профиль в сторону котловины Амундсена, то при подходе к склону хребта Ломоносова в верхней части разреза наблюдается область эрозии, срезающая границу среднекайнозойского несогласия (см. рис. 9, а). Точно такая же картина наблюдается и для профиля AWI 91090 [81]. Поэтому, выполнить корректное трассирование данного отражающего горизонта в грабен, следующим за склоном, невозможно, даже используя метод палеовыранивания отражающего горизонта. Это также справедливо и для границы, фиксирующей начало спрединга в Еразийском бассейне, т.к. она не трассируется на склоне.

Доступным способом остается визуальное сопоставление сейсмического разреза приподнятой части хребта Ломоносова и следующими по направлению к котловине Амундсена глубоким грабеном и склоном. Единственным отражающим горизонтом, имеющим характерный отличительный признак по контрастности, является предполагаемая граница начала спрединга с возрастом ~57.4 млн лет. С определенными допущениями он может быть протрассирован в грабене и на следующий за ним верхний участок склона, но от нижнего участка склона он отделен серией разломов, между которыми наблюдается хаотичная сейсмическая запись (см. рис. 9, а). Поэтому, при интерпретации сейсмических данных в Евразийском бассейне нами выполнялось общее сопоставление полученных результатов с разрезом скважины ACEX.

#### Осадочная толща ЕБ-1

Из-за мощного осадочного чехла в области континентального склона и прилегающей глубоководной котловины Нансена трассирование самого нижнего отражающего горизонта, ассоциируемого как фундамент, невозможно, т.к. он попадает в зону кратных отражений. Поэтому, в котловине Нансена возникает проблема выделения и возрастной привязки самого нижнего отражающего горизонта в осадочном чехле, который индексируется возрастом ~50 млн лет [93]. Возрастная привязка данного отражающего горизонта выполнена для сейсмических профилей. расположенных напротив континентальной окраины архипелага ЗФИ [93] по результатам идентификации ЛМА в области, характеризующейся хорошей аэромагнитной изученностью.

На сейсмическом профиле ARC1407A данный отражающий горизонт отчетливо фиксируется в котловине Амундсена и, согласно теоретическим расчетам, имеет возрастную привязку ~50.1 млн лет (см. рис. 9, а). Данный отражающий горизонт прослеживается в западной части котловины Нансена на сейсмическом профиле AWI20010100 (см. рис. 6, линия дрейфа 8) и его возраст оценивается равным 49 млн лет (см. рис. 9, б).

Полученные оценки возраста очень близки к точке максимального стояния уровня моря в кайнозое (рис. 10).

При привязке к результатам бурения скважины ACEX, то данный возраст хорошо соответствует геологической границе с возрастом ~49.7 млн лет, которая характеризуется самым древним сохранившимся биокремнистым таксоном с возрастом 50.1 млн лет, началом появления биокремнистого ила 49.7 млн лет назад и эпизодическими пресноводными условиями 48.6– 49.2 млн лет [36], что в совокупности объясняет появление контрастного и характерного отражения в сейсмической записи (см. рис. 9, а).

#### Осадочная толща ЕБ-2

Вышерасположенный отражающий горизонт является опорным и четко фиксируется абсолютно на всех существующих сейсмических профилях в Евразийском бассейне (см. рис. 9, а, б). Он разделяет ритмичную толщу с контрастными отражениями (ЕБ-2) от толщи с гораздо меньшей контрастностью отражений (ЕБ-3). Возрастная



**Рис. 10.** Схема сейсмостратиграфической привязки осадочных отложений вдоль линии профиля ARC1407A и ее корреляция с результатами бурения скважины ACEX и основными тектоническими этапами развития Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов (по данным [2, 9, 16, 36, 42, 44, 49, 55, 56, 60, 62, 64–66, 69, 70, 93]).

привязка данного отражающего горизонта, выполненная разными исследователями для расположенных в различных районах Евразийского бассейна сейсмических профилей, достаточно близка друг к другу [44, 56, 93].

В западной части котловины Нансена возраст данного отражащего горизонта отождествляется кровле осадочной толщи NB-1A возрастом 48 млн лет [55] (см. рис. 10). Проведенная нами привязка данного отражающего горизонта к ЛМА показывает схожий результат — 47 млн лет(см. рис. 9, б).

В восточной части западного сектора котловины Амундсена данный отражающий горизонт индексирован возрастом 44.5 млн лет [44]. В работе [93], основанной на значительном объеме отечественной сейсмической информации, данный отражающий горизонт индексирован 45 млн лет и традиционно привязывается к началу стратиграфического несогласия (45.4 млн лет), полученного по результатам бурения на хребте Ломоносова [36, 37]. Для сейсмического профиля ARC1407A

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

для данного отражающего горизонта в котловине Амундсена нами рассчитан возраст ~ 44 млн лет, а для котловины Нансена ~41.8 млн лет.

#### Осадочная толща ЕБ-3

Налегание кровли вышерасположенной характерной осадочной толщи (ЕБ-3) на океанический фундамент демонстрирует высокую симметричность в котловине Нансена (~26.5 млн лет) и котловине Амундсена (~25.5 млн лет) (см. рис. 9, а, в).

Данный отражащий горизонт отчетливо фиксируется в западной части котловины Нансена на сейсмическом профиле AWI20010100 [55] (см. рис. 9, б, см. рис. 10).

Возрастная привязка данного отражающего горизонта показывает аналогичный возраст 26 млн лет (см. рис. 9, б).

В котловине Амундсена кровля толщи ЕБ-3 соответствует кровле слоя Unit-1c возрастом  $\sim 27.5 \pm 2.5$  млн лет [44] (см. рис. 10).

Схожие результаты интерпретации границы возрастом ~26 млн лет противоречат результатам работ [93, 94], в которых несколько вышерасположенный ОГ выделяется в качестве одного из реперных для Арктического бассейна с возрастом 34 млн лет (~33.2 млн лет [74]). Следовательно, если принимать сейсмостратиграфическую модель работы [93], возраст кровли ЕБ-3 должен быть еще древнее, чем 34 млн лет, т.е. расхождение с результатами нашей интерпретации достигает ~ 10 млн лет, что составляет ~ 17% от общего возраста существования Евразийского бассейна (начало ~ 57.4 млн лет.).

Если возвратиться к математическим оценкам точности совпадения идентификации ЛМА 13ny [93], то разница расстояний от ее положений в котловинах Амундсена и Нансена до современного центра спрединга составляет ~15 км или ~17% (см. табл. 3, см. рис. 9, а).

Период времени формирования хроны C13n характеризовался крайне низкими скоростями раскрытия, меньшими, чем современные [2]. Сейсмические данные показывают, что ширина современной рифтовой долины составляет ~22 км, а теоретические расчеты показывают, что она сформировалась за последние ~2.7 млн лет (см. рис. 8, рис. 9, а).

Таким образом, асимметрия положений ЛМА в 15 км должна была привести к формированию в котловине Амундсена полноценной палеорифтвой долины, не видимой в сейсмических данных. Еще большая диспропорция наблюдается при сопоставлении с ТЛМА и теоретическим возрастом (см. табл. 2).

Учитывая медленные скорости раскрытия, хорошо читаемое положение фундамента на сейсмическом профиле, показывающее генеральную симметричность его заглубления в диапазоне от бортов рифтовой долины в сторону котловин до ЛМА 13пу, можно уверенно констатировать ошибочность определения ее положения.

Принципиальной является попытка идентификации ЛМА 13ny [65, 93, 94] в восточной части Еазийского бассейна по ретроспективным отечественным аэромагнитных данных, характеризующимся низкой плотностью сети и большими навигационными ошибками.

Восточная часть Евразийского бассейна отличается медленными скоростями раскрытия [2], что усиливает эффект суперпозиции аномального магнитного поля (АМП) от единичных хрон.

Если рассматривать кривые АМП представленные в работах [65, 93] над интерпретируемыми сейсмическими профилями, то обращает внимание на то, что локальная аномалия магнитного поля, которую можно идентифицировать как ЛМА 13n, отсутствует на кривых.

#### Осадочная толща ЕБ-4

Вышерасположенная осадочная толща (ЕБ-4) отражает изменения, произошедшие после начала нового этапа развития Еразийского бассейна (см. рис. 9, а, в; см. рис. 10).

В котловине Нансена кровля налегает на океанический фундамент с теоретическим возрастом ~18.6 млн лет, а в котловине Амундсена ~19.2 млн лет. По своему положению кровля коррелируется с отражающим горизонтом возрастом ~17.5 млн лет, выделяемым в западной части котловины Амундсена и связываемым с началом океанической фазы в Евразийского бассейна [44].

Некоторые особенности данной толщи могут быть показаны на примере интерпретации отражающего горизонта, который в котловине Нансена налегает на океанический фундамент с теоретическим возрастом ~24.5 млн лет, а в котловине Амундсена ~ 19.6 млн лет и делящего данную осадочную толщу на две субтолщи — ЕБ-4А и ЕБ-4Б (см. рис. 9, а, в).

Данный отражающий горизонт выделяется в западной части котловины Амундсена и в сопоставлении с ЛМА его возраст оценивается <25— 20 млн лет. [44]. Выявленное в настоящем исследовании явное несовпадение возрастов данного отражающего горизонта в котловинах Амундсена и Нансена свидетельстует о произошедшем тектоническом событии, которое устанавливается по взаимоотношению осадочного чехла с океанической корой в котловине Амундсена (см. рис. 9, а, область А).

Кровля осадочных субтолщ ЕБ-4А и ЕБ-4Б и другие внутренние контрастные горизонты примерно параллельны океаническому фундаменту, резко погружающемуся в северном направлении. Если сопоставлять данный участок с участком современной рифтовой долиной в котловины Амундсена, то четко прослеживаются следующие аналогии.

Расстояние от центра рифтовой долины до вершины борта ~11 км, и, согласно расчетам, данный участок океанической коры сформировался за ~2.7 млн лет. С учетом того, что, начиная с ЛМА 2An.30 (3.596 млн лет) скорость спрединга несколько увеличилась [2], то логично предположить, что участок в области А, протяженностью ~9.4 км и сформированный примерно за ~1.5 млн лет, является реликтом борта палеорифтовой долины, подвергшемуся интенсивному воздыманию (см. рис. 9, а, область А).

Для обсуждаемого участка в пределах осадочной субтолщи ЕБ—4Б наблюдаются интенсивные отражения, которые могут быть интерпретированы, как внедрившиеся в осадочный чехол силлы в результате интенсивных магматических извержений в период образования данного участка океанической коры в пределах рифтовой долины, т.е. возраст кровли осадочной субтолщи ЕБ-4Б может быть принят равным полученному теоретическому значению в котловине AM, равному ~19.6 млн лет (см. рис. 9, а, область A).

Данному времени соответствует появление первых непрерывных и интенсивных аномалий ЛМА бпо между плато Ермака и поднятием Морриса Джесепа в Евразийском бассейне и флангах хребта Колбенсей в Норвежско-Гренландском бассейне [2, 42, 62, 66, 89].

Данный отражающий горизонт в западной части котловины Нансена соответствует кровле слоя NB–1B [56] на сейсмическом профиле AWI20010100 (см. рис. 9, б).

Возрастная привязка данного отражающего горизонта 19.6 млн лет полностью совпадает с определение возраста кровли субтолщи ЕБ-4Б (см. рис. 9, а-в; см. рис. 10).

Кровля субтолщи ЕБ-4А расположена несколько ближе к рифтовой долине, т.е. ее возраст, по аналогии с интерпретацией сейсмического профиля ARC1407A, можно принять равным ~18.3 млн лет (см. рис. 9, а, в).

#### Осадочная толща ЕБ-5

Кровля сейсмической толщи ЕБ-5 проявляется в ее налегании в котловине Нансена на океанический фундамент возрастом ~ 10.2 млн лет, а в котловине Амундсена ~ 13 млн лет (см. рис. 9, а).

Положение кровли совпадает с выделяемым в работе [93] отражащим горизонтом, индексированным возрастом 20 млн лет. В работе [93] возраст определен путем привязки к положению ЛМА Сбпу (~18.636 млн лет), но резкая ассиметрия расстояний от центра рифтовой долины до положений данной ЛМА в котловине Амундсена (~77.5 км) и котловине Нансена (~59 км), позволяет предполагать ошибочность ее выделения в котловине Нансена (см. рис. 9, а; см. табл. 2).

В западной части котловины Нансена возрасту 10 млн лет соответствует кровля толща NB-2 [56] (см. рис. 10).

Из-за расчлененности поверхности фундамента и маломощности осадочных линз в межгорных впадинах проследить кровлю толщи в сторону рифтовой долины невозможно (см. рис. 9, б).

В работе [56] возраст кровли толщи рассчитан на основе анализа скоростей осадконакопления в сопоставлении с результатами по скважине ACEX [36, 37, 60].

В котловине Амундсена по своему гипсометрическому уровню толща ЕБ-5 соответствует слою Unit-4 (17.5(?)–8(?) 10.6–8 млн лет) [44], что достаточно близко к полученным нами значениям теоретического возраста. Возраст кровли слоя Unit-4 привязан к датированному <sup>10</sup>Ве перерыву на глубине 135.5—140.4 м в керне скважины ACEX (по [60], перекалибровано по [45]) и появлению железомарганцевых корок на фланге хребта Ломоносова [84].

Нами возраст кровли толщи ЕБ-5 в 10.2 млн лет оставляется равным определению по положению ТЛМА в котловине Нансена, что соответствует незначительному стратиграфическому перерыву в период ~11.6–9.6 млн лет, зафиксированному в скважине ACEX [36, 37].

#### Осадочные толщи ЕБ-6-АМ, ЕБ-6-НА, ЕБ-7-НА

Привязка вышерасположенных толщ к ТЛМА затруднена расчлененностью рельефа пририфтовых гор, что не позволяет корректно определить точки налегания отражающего горизонта на океанический фундамент. Приведена интерпретация толщ возрастом <10.2 млн лет.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Период образования осадочной толщи ЕБ-1 (54.7—50.1 млн лет)

Начало образования толщи связано с началом спрединга в Евразийского бассейна, который нами принят равным ~57.4 млн лет. Возраст кровли сейсмической толщи ЕБ-1 нами определяется равным ~50.1 млн лет, что практически полностью совпадает с предыдущими результатами [93] (см. рис. 10). Одним из объяснений появления этой границы является ее связь с климатическими изменениями [93].

Вместе с тем, существуют и очевидные тектонические факторы. В период времени 50-48 млн лет произошло скачкообразное уменьшение скорости и резкое изменение направления раскрытия ( $\lfloor 30^\circ - 40^\circ$ ) в северо-восточной Атлантике [64], хотя в период времени ~53.9-44 млн лет в Евразийском бассейне полные скорости спрединга были относительно высокими и составляли 2.2–2.7 см/год [2]. В период 50–48 млн лет отмечается изменение направлений в трансформных зонах Лабрадорского моря [64].

В котловине Амундсена севернее ТЛМА С24по (53.9 млн лет) в сторону хребта Ломоносова в пределах единого локального выступы фундамента расположен полуграбен, возраст формирования которого можно оценить, как ~55 млн лет (см. рис. 9, а). В работе [92] предполагается изменение направления раскрытия на самой ранней стадии спрединга в Евразийском бассейне. Инверсия возрастом 53.5  $\pm$  1 млн зафиксирована в разломной зоне Западного Шпицбергена, которая связывается с началом трансформного перемещения Гренландии относительно северо-западной части ЕВ [104] и началом перемещения Гренландии относительно Северной Америки в северном

направлении [97]. Возраст данного события нами оценивается равным ~55 млн лет (см. рис. 10).

#### Период образования осадочной толщи ЕБ-2 (50.1—44 млн лет)

Теоретический возраст кровли осадочной толщи ЕБ-2 отличается в котловинах, т.к. для котловины Амундсена он составляет ~44 млн лет, а для котловины Нансена ~41.8 млн лет. Поскольку теоретический возраст кровли несколько моложе, чем начало стратиграфического перерыва (45.4 млн лет) в скважине ACEX [36, 37], то можно допустить сценарий более раннего подъем центрального сегмента хребта Ломоносова над уровнем моря и размыва незначительной части со сформированной осадочной толщи.

Возможно, что более молодой возраст кровли толщи ЕБ-2 в котловине Нансена связан с перестройкой направлений движений плит в северном полушарии, которая произошла в период ~47.7-43.5 млн лет (см. рис. 9, см. рис. 10).

Кроме смены направления линий дрейфов в Евразийском бассейне следы данной перестройки прослеживаются в сейсмических данных. На сейсмическом профиле напротив восточной части архипелага Земля Франуа-Иосифа зафиксирована деформация осадочного чехла, расположенного ниже кровли толщи ЕБ-2 [93]. Это свидетельствует о том, что основное изменение направлений раскрытия в данной части котловины Нансена произошла раньше, чем ~44 млн лет назад.

На сейсмическом профиле ARC1407A для данного возрастного интервала отсутствуют отчетливые следы деформации в осадочном чехле, но четко прослеживается локальная асимметрия поверхности фундамента в близлежащих областях к месту налегания отражающего горизонта. Локальная асимметрия проявляется в незначительном смещении теоретического возраста формирования океанической коры в характерных межгорных впадин в котловине Нансена и котловине Амундсена (см. рис. 9, а, б, точки Б, Б').

Это может свидетельствовать о локальных перескоках оси раскрытия, которые не учтены при расчетах теоретического возраста океанической коры, базирующегося на симметричности спрединга. Возникающее отклонение в ~2 млн лет фиксирует отсутствие в расчетах составляющей локальных перескоков в котловине Нансена.

Глобальная реорганизация плит не происходит одномоментно, и, если высказанное предположение справедливо, то полученное значение в ~2 млн лет фиксирует длительность локальной перестройки в Евразийского бассейне и, следовательно, — в этих пределах возраст формирования кровли толщи ЕБ-2.

#### Период образования осадочной толщи ЕБ-3 (~44-26 ± 0.5 млн лет)

Данная толща характеризует сложное взаимодействия трех плит — Евразийской, Северо-Американской, Гренландской — и особенностей формирования осадочного чехла в западной части Еразийского бассейна. Подошва и кровля данной толщи, выделяемая на сейсмическом профиле ARC1407A, четко коррелируется с отражающим горизонтом, выделяемыми в западной части котловина Нансена и котловины Амундсена (см. рис. 10).

В пределах толщи ЕБ-3 на сейсмическом профиле ARC1407A отсутствуют объективные причины для ее более дробного деления. Однако в западной части котловины Амундсена в данном возрастном интервале уверенно устанавливаются два слоя [44]:

- Unit-1b (~44.5 ± 1.5-~37.5 ± 2.5 млн лет);

- Unit-1c (~37.5 ± 2.5-~27.5 ± 2.5 млн лет).

Отражащий горизонт возрастом 38 млн лет уверенно выделяется и в западной части котловины Нансена (см. рис. 9, см. рис. 10).

В период времени ~40–38 млн лет произошло изменение направлений раскрытия Евразийского бассейна и Норвежско-Гренландского бассейна [62, 64]. При этом полные осредненные скорости раскрытия были медленными и для Норвежско-Гренландского бассейна [62], они составляли ~1.8 см/год (начальная стадия >50 млн лет – ~3.8 см/год), а для Евразийского бассейна [2] ~1.5 см/год (начальная стадия >50 млн лет ~2.5 см/год).

В рассматриваемый интервал времени Гренландия продолжала перемещение в северном направлении [97]. Очевидно, что изменение направлений и скоростей раскрытия, зафиксированных в Норвежско-Гренладском бассейне и Евразийском бассейне, должны были симметрично отражаться в бассейнах между Гренландской и Северо-Американской плитами, но из-за крайне низких скоростей раскрытия в западной части Северной Атлантики корректно зафиксировать эти изменения невозможно.

Датировки базальтовых потоков о. Элсмир методом <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ограничены интервалом 49–47 млн лет и в некоторых работах принимаются за пик юриканского орогена [109]. Возраст ~40–38 млн лет отражает более поздний этап орогении затронувшей области севера о. Элсмир и, по всей видимости, — поднятия Морриса Джесепа и плато Ермака. Эти области и являлись локальными источниками сноса, сформировавшими осадки в период времени ~44–38 млн лет в прилегающей западной части Евразийского бассейна, но не прослеживающиеся в восточную часть.

Как и в работе [44] нами принимается тектонический фактор формирования кровли толщи



**Рис. 11.** Интерпретация сейсмического профиля AWI-91, (по [82] с изменениями и дополнениями). Положение профиля AWI-91 – (см. рис. 1, линии дрейфа 6, 8).

Сокращения: ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп; ОС – выделяемые осадочные толщи (по [82]); ЛМА – идентифицированные линейные магнитные аномалии (по [82]); ТВ – теоретический возраст (млн лет). Обозначено: А, А' и Б, Б' – участки симметричного заглубления фундамента в котловинах Амундсена и Нансена относительно хр. Гаккеля; В, В' – участки симметричного подъема фундамента в котловинах Амундсена и Нансена относительно хр. Гаккеля; Г – область резкого заглубления фундамента в котловине Нансена не имеющая симметричного отображения в котловине Амундсена.

I — региональный тренд рельефа фундамента в пределах сегментов (A, A'), (Б, Б') и (В, В)', (Г, Г'); 2-3 — типизация океанической коры, сформированной в период: 2 — симметричного спрединга, 3 — асимметричного спрединга (перескок/перескоки оси раскрытия (?)); 4 — зона перехода континент—океан (асиметричный рифтинг (?)); 5 — океаническая кора, сформированная в период начала спрединга (Г)(?); 6 — континентальная кора

ЕБ-3 возрастом 26 млн лет. Данному возрасту близко соответствует окончание спрединга в палеохребте Эгир в Норвежско-Гренландском бассейне.

Полученные новые качественные аэромагнитные данные [70, 71] позволили уточнить возраст прекращения спрединга, т.к. было надежно установлено наличие ближайшей к палеорифту ЛМА C12-11no (~30.6–30 млн лет). Возраст прекращения спрединга, произошедший ~25 млн лет назад, определен с допущением о сохранении тенденции систематического уменьшения супермедленной скорости спрединга, наступившего сразу после времени формирования хроны C21r (47.760– 48.878 млн лет) [70, 71].

Считается, что возрасту ~27.5–26 млн лет соответствует появление первой сегментированной ЛМА в северной части сегмента между поднятием Мориса Джесепа и плато Ермака [42, 78]. Если привязывать данные возрастной интервал к шкале смены геомагнитной полярности, то интервал соответствует периоду частых инверсий магнитного поля в диапазоне хрон C8–C11 (~25–30 млн лет) (см. рис. 10).

В данном интервале Евразийский бассейн характеризуется низкими скоростями спрединга [2], поэтому идентификация ЛМА затруднена из-за суперпозиции аномального магнитного поля от отдельных блоков хрон различной полярности.

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

Сегмент между поднятием Морриса Джесепа и плато Ермака по геоморфологическим и геофизическим характеристикам отличается от остальной части Евразийского бассейна [2], — в его переделах в 1991 г. выполнен только единственный пересекающий его сегментированный сейсмический профиль AWI-91 (см. рис. 6, см. рис. 8).

При интерпретации профиля [82] использовались устаревшие к настоящему времени результаты идентификации ЛМА 1979 г. [111], поэтому нами заново была выполнена привязка сейсмического разреза к теоретически рассчитанному возрасту, которая подчеркивает четкую асимметрию строения флангов хребта (рис. 11).

Описание особенностей строения осадочного чехла взято из работы [82].

Непосредственно на поднятиях мощность осадочного чехла составляет всего 100–200 м, фиксируются следы эрозии. Если рассматривать региональные закономерности рельефа фундамента от современного центра спрединга в сторону флангов с точки зрения его погружения по мере возрастания возраста формирования океанической коры, то оно происходит только в центральной области А–А' (см. рис. 11) и для котловины Амундсена и котловины Нансена ограничивается возрастом ~13 млн лет, что свидетельстует о симметричности спрединга. Максимальная мощность осадков в межгорных впадинах составляет ~200 м. Далее в котловине Нансена следует участок Б', который не находит своего полноценного отражения в котловине Амундсена, что свидетельствует о нестабильности спрединга в данный интервал времени и перескоке/перескоках оси раскрытия (см. рис. 11).

Максимальная мощность осадков в межгорных впадинах составляет ~400 м.

Следующие симметричные в генеральном плане участки В и В' (см. рис. 11) характеризуются резкой сменой региональных направлений на противоположенное с возрастанием в сторону подножия склонов. Рельеф фундамента позволяет интерпретировать их как области активного рифтинга (зона перехода континент—океан (?)).

Имеется глубокий грабен в котловине Нансена участок С с теоретическим возрастом формирования ~27–26 млн лет, в котором, в отличие от противоположенного участка в котловине Амундсена, максимальная мощность отложений в 3 раза больше и составляет ~1500 м (см. рис. 11).

Нижняя часть разреза отличается резко повышенными значениями сейсмических скоростей (3.1 и 4.6 км/сек), что может свидетельствовать об активном внедрении базальтов в осадки. Данную область можно интерпретировать, как начальную стадию спрединга (?).

Из-за присутствия значительного перескока/перескоков оси раскрытия в области Б и Б' теоретические определения возраста в области Г и следующих в сторону поднятий несостоятельны, т.к. базировались на генеральной симметрии спрединга (см. рис. 11).

Выполнить теоретические расчеты вероятного времени перескока затруднительно в связи крайней криволинейности единичного в данном сегменте Евразийского бассейна сейсмического профиля (см. рис. 6, см. рис. 8).

Можно предположить следующий сценарий. Начальная стадия отделения поднятия Морриса Джесепа от плато Ермак сопровождалась региональным подъемом, затронувшим, в том числе западную часть хребта Ломоносова, северную часть арх. Шпицберген, север о. Элсмир и возможно, область между арх. Шпицберген и арх. Земля Франца-Иосифа (западную часть арх. ЗФИ (?)).

Косвенным подтверждением этому служат результаты расчетов кайнозойского подъема, показывающие бо́льшие значения подъема для северо-западной части Баренцева моря, чем для северо-восточной, центральной и южной частей [4, 75]. Скорее всего, под данной областью располагался мантийный плюм [42], следы которого проявляются в наши дни в виде локального минимума в томографических моделях [63], что и определяет магматический сценарий развития данном сегменте [48]. Это подчеркивается резкой интенсивностью аномального магнитного поля [2], нехарактерной для всей остальной области Евразийского бассейна. Многочисленные следы грабенов зафиксированы в сейсмических данных на плато Ермака [69], а интенсивные магнитные аномалии [42] и контрастные локальные отражения в осадочном чехле [69] позволяют интерпретировать их, как внедрение базальтов в период континентального рифтинга.

Возраст ~30 млн лет можно принять как начало активного рифтинга между плато Ермака и поднятия Морриса Джесепа с подъемом территорий, сменившегося спредингом в локальных сегментах ~26  $\pm$  0.5 млн лет назад. Поэтому в сейсмических данных западной части котловины Амундсена и западной части восточного сектора Евразийского бассейна в сейсмической записи уверенно выделяется отражающий горизонт данного возраста.

#### Период образования осадочной толщи ЕБ-4 (26 ± 0.5–18± 0.3 млн лет)

Сейсмическая толща ЕБ-4 делится на две субтощи и обладает рядом характерных особенностей (см. рис. 9, а-в; см. рис. 10).

По своему гипсометрическому уровню нижняя субтолща ЕБ-4А ( $26 \pm 0.5-19.6$  млн лет) соответствует слою Unit-2 ( $27.5 \pm 2.5-23(?)$  (<20-25) млн лет) [44] в западной части котловины Амундсена и четко коррелируется с отражающим горизонтом в западной части котловины Нансена. После остановки спрединга в хр. Эгир ~25 млн лет назад [71], с незначительной задержкой в период формирования ЛМА 6В (~22 млн лет) появляются первые спрединговые сегменты в будущем хр. Колбенсей [40, 63] и впадине Моллой [55, 104], отделяющей хр. Книповича от трога Лены.

ЛМА 6по (возраст ~19.6 млн) является первой выделяемой на севере трога Лены, и непрерывно прослеживающейся между поднятием Морриса Джесепа и плато Ермака [55]. Возраст кровли ЕБ-4 (~19.6 млн) отражает возраст быстрой фазы соединения Северной Атлантики с Евразийским бассейном.

Верхняя субтолща ЕБ-4Б (19.6–18.3  $\pm$  0.3 млн лет) соответствует кровле слоя Unit-3 (23 (?) (<20–25)–17.5 (?) млн лет) [44]. В работе [44] возраст 17.5 млн лет привязывается к окончанию фазы эстуарного моря по результатам интерпретации скважины ACEX [36, 37].

В период времени 18.636—18.007 млн лет (ЛМА 6ny—5Еу) произошла фундаментальная перестройка раскрытия системы Северной Атлантики—Евразийского бассейна (см. рис. 7). Начиная с времени формирования ЛМА 24no (53.9 млн лет) до ЛМА 6ny (18.636 млн лет) основное направление миграции полюсов раскрытия происходило в север-северо-западном направлении. Начиная с времени формирования ЛМА 5Ey (18.007 млн лет), как минимум до ЛМА 1no (0.773 млн лет), а, возможно, и в настоящем времени, основное направление миграции полюсов раскрытия сменилось на противоположенное – юг-юго-восточное. Поэтому, логично предположить, что появление обсуждаемой границы и явилось следствием данной перестройки. Поскольку между ЛМА 6ny и 5Ey отсутствуют хроны магнитной полярности, то мы можем дать только среднюю вероятностную оценку возраста данного события ~18.3  $\pm$  0.3 млн лет, которое свидетельствует о начале океанической фазы в Евразийского бассейна (см. рис. 10).

#### Период образования осадочных толщ ЕБ-6-АМ, ЕБ-6-НА, ЕБ-7-НА

Верхние осадочные толщи, моложе <10.2 млн лет, показывают ярко выраженную асимметрию мощностей и характера сейсмической записи в котловине Амундсена и котловине Нансена (см. рис. 9, а, в).

В пределах котловины Амундсена в осадочной толще АМ-6 по характеру сейсмической записи может быть уверенно выделено четыре субтолщи (см. рис. 9, а). В работе [44] верхняя часть осадков подразделяется только на два слоя Unit-5 (8(?)– 2.5(?) млн лет) и Unit-5 (2.5(?)–0 млн лет), где возраст 2.5 млн лет соответствует позднеплиоцен—четвертичному этапу оледенений в Арктике [31]. Резкая изрезанность поверхности фундамента в котловине Амундсена на сейсмическом профиле ARC1407A, не позволяют выполнить корректное трассирование отражающего горизонта в сторону хр. Гаккеля, поэтому в настоящем исследовании мы не выполняли более дробного деления толщи AM-6 (см. рис. 9, а).

В пределах котловины Нансена яркая особенность осадочной толщи заключается в наличии областей значительной или частичной потери когерентности сигнала (см. рис. 9, а, в; Области – 1, 1'; 2, 2'; 3; 4, 4'; 5). Точно такие же области известны в западной части котловины Нансена [9, 24, 56] и интерпретируется оползневыми телами или интенсивными турбидитными потоками (далее – объекты). В работе [56] выявленные подобные объекты находятся в пределах толщ, сформированных гляцио-морскими отложениями позднеплиоцен-четвертичного этапа оледенений в Арктике, что установлено скважинами глубоководного бурения в северной части Норвежско-Гренландского бассейна и на плато Ермак [31, 95, 96].

В работе [9] в западной части котловины Нансена выполнена увязка немецких, норвежских [56] и российских сейсмических профилей. Установлено, что верхняя толща осадочного чехла на российских сейсмических данных, в пределах которой локализованы объекты, идентична толще, которая определяется в [56], как гляцио-морские отложения позднеплиоцен—четвертичного возраста с нижней границей ~2.5 млн лет (2.7 млн лет [74]).

В работе [56] толща NB-4 разделяется границей возрастом 1.5 млн лет на две субтощи (см. рис. 10).

В нашем исследовании более дробного деления толщи НА-7, в пределах которой расположены оползневые тела, не сделано и принят возраст ее подошвы равный 2.7 млн лет (см. рис. 9, а-в; см. рис. 10).

Существует существенное различие в мощностях и протяженности толщ гляцио-морские отложений на профилях AWI-20010100 и ARC1407A (см. рис. 9, а, б).

На профиле AWI-20010100 фиксируется то, что гляцио-морские отложения не проходят в рифтовую долину и останавливаются перед началом пририфтовых гор. На сейсмическом профиле ARC1407A они характеризуются значительно большей мощностью, наличием значительного числа оползневых тел большей протяженность, что свидетельствует о гораздо более интенсивном поступлении осадочного вещества. При этом можно констатировать, что возраст осадков в современной рифтовой долине хребта Гаккеля <2.7 млн лет, т.к. она образовалась именно за этот период времени (см. рис. 9, а).

В Норвежско-Гренландском бассейне максимальные ~3–4 км мощности гляцио-морские отложения, что составляет ~60% от всей мощности осадков, сформированных за весь кайнозой [96], зафиксированы на участке, расположенном напротив Медвежинского трога (см. рис. 1) [31, 57]. Профиль ARC1407A расположен на траверсе желобов Св. Анны и Воронина, которые суммарно по своему масштабу превышают Медвежинский трог (см. рис. 1).

Именно по желобам Св. Анны и Воронина поступали талые воды и гляциоморские отложения в центральную часть котловины Нансена. В начальной стадии таяния ледового покрова интенсивные мутьевые потоки вызвали сползание ранее сформированных осадков на склоне. Нижние оползневые тела являются подводными оползнями осадочного чехла, сформированного в период времени <19.6–2.7 млн лет, которые частично эродировали верхнюю часть осадочной толщи EБ-4Б и полностью EБ-5 и EБ-6 (10.2–2.7 млн лет) на значительной части котловины Нансена (см. рис. 9, а, 6, 1, 1').

В последующие четвертичные циклы таяния ледовых покровов интенсивность мутьевых потоков была настолько высокоэнергетична, что они перетекали через рифтовую долину хр. Гаккеля, что схоже с результатами интерпретации сейсми-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023
ческих данных на хр. Книповича [32]. Подобное перетекание привело к возникновению области неопределенности взаимоотношения осадков поступивших в котловину Амундсена со стороны котолвины Нансена и непосредственно формировавшихся в котловине Амундсена (см. рис. 9, б, область В).

На профиле ARC1407A в пределах рифтовой долины хребта Гаккеля наблюдаются осадки примерной мощностью 600 м (см. рис. 9, а).

Осадочные толщи в рифтовой долине зафиксированы на сейсмических профилях AWI20010300, ARC1405, ARC026, ARC024, ARC1216, ARC1420 [79, 83] (см. рис. 1).

Начиная с профиля AWI20010300, рельеф дна рифтовой долины начинает выполаживаться в сторону моря Лаптевых (см. рис. 6).

При этом идет сужение Евразийского бассейна, связанное с приближением к полюсам раскрытия. Таким образом, рифтовая долина приближается к источникам поступления осадков – Карской континентальной окраине, на которой, как предполагается в период позднеплиоцен– четвертичного этапа оледенений в Арктике, существовали ледниковые покровы [23, 83, 95].

Предполагаем, что наблюдаемая резкая ассиметрия в глубинах дна в восточной части Еарзийского бассейна в котловине Нансена и котловине Амундсена связана с поступлением значительных объемов ледниково-морских позднеплиоцен— четвертичных отложений в восточную часть котловины Нансена, проникающих и в рифтовую долину хребта Гаккеля.

## выводы

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Выделенные осадочные толщи на сейсмическом разрезе ARC1407A и их стратиграфическая привязка близка к аналогичным исследованиям в западных частях котловин Нансена и Амундсена.

2. Возрастная привязка осадочных толщ соответствует результатам бурения скважин ACEX и основным этапам (начало, перестройка, замедление спрединга) развития Евразийского бассейна.

3. Ранее выделенный в Евразийском бассейне опорный горизонт, возрастом формирования ~34 млн лет назад и связанный с прекращением спрединга в западной части Северной Атлантики и вхождением Гренландской плиты в состав Северо-Американской, не устанавливается, что аналогично исследованиям в западных частях котловин Нансена и Амундсена.

4. Для западной части котловины Нансена выделен опорный горизонт возрастом ~38 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена. Появление данного опорного горизонта связано с одним из этапов развития юриканского орогена, возрастом ~40–38 млн лет.

5. Для западной части котловины Нансена и в пределах сейсмического профиля ARC1407A устанавливается опорный горизонт возрастом ~26 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена. Причиной появления данной масштабной границы связано с началом нестабильного спрединга в западном сегменте Евразийского бассейна между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп.

6. Окончание долгого стратиграфического перерыва от 44.4 до 18.2 млн лет в разрезе скважин АСЕХ четко коррелируется с возникновением осадочной толщи возрастом формирования ~19.6— 18.3 млн лет, что подтверждает начало формирования глубоководной связи между Северной Атлантикой и Евразийском бассейнами. Это событие совпадает с основным этапом изменения направления движений Евразийской и Северо-Американской плит, выраженной в смене общего направления миграции мгновенных полюсов раскрытия с север—северо-западного на противоположенное направление миграции на юг—юговосток.

7. Мощные осадочные отложения в котловине Нансена и рифтовой долине хребта Гаккеля, наблюдаемые на сейсмическом профиле ARC1407A, являются гляцио-морскими позднеплиоценового-четвертичного возраста <2.7 млн лет. Мы предполагаем, что данные отложения составляют значительный объем осадков в восточных частях хребта Гаккеля и котловины Нансена.

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (г. Москва, Росиия) за предоставленную возможность использования сейсмических данных. Авторы признательны рецензенту Н.П. Чамову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 "Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов".

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Мащенков С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана. – В кн.: Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова – СПб.: ВНИИОкеангеология. 2002. С. 134–141.

- 2. 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 геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
- 3. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д., Васильев В.В., Корнева М.С., Суханова А.В., Редько А.Г., Яковенко И.В. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане. – В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова – СПб.: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 196–208.
- 4. 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.
- 5. *Гусев Е.А.* Геологическое строение области сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. С. 1–12.
- 6. Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
- Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Киселев Ю.Г. Строение земной коры в Арктике. – В сб.: Геология дна океанов и морей. – Тез. Докл. сов. геол. междунар. геол. конгресса, XXII сессия, Нью-Дели, Индия, – М.: Наука, 1964. С. 114–121.
- 8. Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шургаева Н.Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана — М.: Госгеолтехиздат, 1965. С. 341—345 (Тр. НИИГА. 1965. Т. 143).
- 9. Зайончек А.В., Меркурьев С.А. Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе. В кн.: Геология морей и океанов. Мат-лы XXIV Междунар. научн. конф.-школы по морской геологии. М.: ИО РАН, 2021. Т. IV. С. 70–74. https://doi.org/10.29006/978-5-6045110-7-7
- Зайончек А.В., Соловьев А.В., Brekke H., Faleide J.I. Оценка возраста эксгумации триасовых отложений архипелага Земли Франца Иосифа: тектонические следствия. – В сб.: Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. – Мат-лы LIII Тектонического совещания 1–5 февраля, 2022, г. Москва, Россия. – М.: ГЕОС, 2022. Т. 1. С. 169–172.
- 11. Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит – В сб.: Проблемы геологии полярных областей Земли. – Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко – Л.: НИИГА. 1974. С. 23–31.

- Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1191–1196.
- 13. Ким Б.И., Глейзер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
- 14. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.
- Левин Д.В., Крюков С.М., Карасик А.М. Аэромагнитная съемка центрального сектора Советской Арктики. – В сб.: Аэромагнитная съемка в геологии. – Под ред. Р.М. Деменицкой – М. Госгеолтехиздат. 1963. С. 52–64.
- 16. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга–Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87. https://doi.org/10.31857/S2686739720050102

17. Мащенков С.П., Глебовский В.Ю., Даниэль Е.Д., Зайончек А.В., Каминский В.Д. Новая согласованная цифровая база данных по потенциальным полям и рельефу дна Арктической акватории. Теория и практика морских геолого-геофизических исследований — В кн.: Теория и практика морских геолого-геофизических исследований. — Мат-лы к юбилейной конф. "Российской морской геофизике 50 лет", г. Геленджик, Россия. —

Геленджик: НИИОкеангеофизика, 1999. С. 160-161.

- 18. Оценка перспектив нефтегазоносности российского континентального шельфа за пределами 200 миль. — Отв. исп. заявки Е.С. Литвин. — Комиссия по границам континентального шельфа "Оценка неразведанных потенциальных ресурсов углеводородов в пределах заявки на основе сейсмических исследований МОВ-ОГТ, ГСЗ". — Мурманск: МАГЭ, 2015. Гос. рег. № 643М-14-440. 824 л.
- Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1562–1680.
- 20. Рекант П.В., Гусев Е.А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1634–1640. https://doi.org/10.15372/GiG20160903
- 21. Рекант П.В., Леонтьев Д.И., Петров Е.О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 60–72.
- 22. Рекант П.В., Петров О.В., Гусев Е.А. Модель формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана как основа для реконструкции его тектонической истории // Геотектоника. 2021. № 5. с. 27–50. https://doi.org/10.31857/S0016853X21050064

- 23. Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Арктические моря России. Палеокриолитозона. Среднеплейстоценовый холодный этап (250 т.л.н). – В кн.: Геология и минеральные ресурсы шельфов России. – Атлас. – Под ред. М.Н. Алексеева – М.: Научный мир. 2004. Листы 3–17, 3–18.
- 24. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Чамов Н.П., Патина И.С. Палеоген-четвертичная полифациальная осадочная система южного обрамления котловины Нансена // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 5. С. 389-405. https://doi.org/10.31857/S0024497X21050050
- 25. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- 26. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756. https://doi.org/10.7868/S0030157417050094
- 27. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и Геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
- Шипилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А. Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // Геотектоника. 2021. № 5. С. 3–26.
- Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т. 44. С. 7668–777.
- 30. Шрейдер А.А., Бреховских А.Л., Сажнева А.Э., Клюев М.С., Галиндо-Зальдивар Х., Ракитин И.Я. Кинематика дна Евразийского бассейна // Процессы в геосредах. 2022. Т. 31. № 1. С. 1504–1511.
- 31. Alexandropoulou N., Winsborrow M., Andreassen K., Plaza-Faverola A., Dessandier P-A., Mattingsdal R., Baeten N., Knies J. A Continuous seismostratigraphic framework for the Western Svalbard–Barents Sea margin over the last 2.7 Ma: Implications for the Late Cenozoic glacial history of the Svalbard–Barents Sea ice sheet // Front. Earth Sci. 2021. Vol. 9:656732. https://doi.org/10.3389/feart.2021.656732
- 32. Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O., Mjelde R., Haflidason H. The Cenozoic western Svalbard margin: Sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // Marin. Geophys. Res. 2011. Vol. 32. P. 441–453. https://doi.org/10.1007/s11001-011-9127-z
- 33. Andersen O.B. The DTU10 Gravity field and Mean sea surface. – In: Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2). – (Fairbanks, Alaska. 2010), 17p. https://www.space.dtu.dk/ english/research/ scientific\_data\_and\_models/global\_ marine\_gravity\_field
- 34. Andersen O.B., Knudsen P. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. № C11001. 12 p. https://doi.org/10.1029/2008JC005179

35. Andersen O.B., Knudsen P., Berry P. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry // J. Geodes. 2010. Vol. 84. № 3. P. 191–199. https://doi.org/10.1007/c00100.000.0255.0

https://doi.org/10.1007/s00190-009-0355-9

- 36. 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 // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. https://doi.org/10.1029/2007PA001476
- 37. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // Central Europe J. Geosci. 2009. Vol. 1. № 2. P. 157–175. https://doi.org/10.2478/v10085-009-0015-6
- Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Expedition 302 – (Edinburgh. IODP Management Int., 2006. Proc. IODP Sci. Expedit.302), 169 p. https://doi.org/10.2204/iodp.proc.302.2006
- 39. Balmino G., Vales N., Bonvalot S. and Briais A. 2012. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geodes. July 2012. Vol. 86. № 7. P. 499–520. https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4
- Blischke A., Gaina C., Hopper J.R., Peron-Pinvidic G., Brandsdottir B., Guarnieri P., Erlendsson Ö., Gunnarsson K. The Jan Mayen microcontinent: An update of its architecture, structural development and role during the transition from the Aegir Ridge to the Mid-Oceanic Kolbeinsey Ridge. – In: The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution. – (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2011. Vol. 447). P. 1–40. https://doi.org/10.1144/SP447.5
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., M. Kuhn, Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World Gravity Map. – Ed. by BGI-CGMW-CNES-IRD, (Commission for the Geological Map of the World. Paris. 2012), https://bgi.obs-mip.fr/activities/projects/world-gravity-map-wgm/
- 42. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 6093–6095.
   https://doi.org/10.1020/041P03008
  - https://doi.org/10.1029/94JB03098
- 44. Castro C.F., Knutz P.C., Hopper J.R., Funck T. Depositional evolution of the western Amundsen Basin, Arctic Ocean: Paleoceanographic and tectonic implications // Paleoceanograph. Paleoclimatol. 2018. Vol. 33. https://doi.org/10.1029/2018PA003414
- 45. *Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D.* Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // Nuclear Instruments and Methods in Physics Res. – Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms. 2010.

Vol. 268. № 2. P. 192–199. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012

- 46. Christensen A.N., Andersen O.B. Comparison of satellite altimeter-derived gravity data and marine gravity data. – EAGE Extended Abstr. – 77th EAGE Conf. and Exhibit. June 1-5, 2015, Madrid, Spain, (Europ. Assoc/Geosci. Engineer. Vol. 2015). P. 1–5. https://doi.org/10.3997/2214-4609.201412986
- 47. Christensen A.N., Andersen O.B., Comparison of satellite altimetric gravity and ship-borne gravity Offshore Western Australia. ASEG Extended Abstr. 25th Int. Conf. and Exhibit. "Interpreting the Past, Discovering the Future," J. ASEC. 2016. Vol. 16. № 1. P. 1–5.

https://doi.org/10.1071/ASEG2016ab242

- Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
- 49. *Døssing A., Hopper J., Olesen A., Halpenny J.* New aerogeophysical results from the Arctic Ocean, north of Greenland: implications for Late Cretaceous rifting and Eurekan compression // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14. № 10. P. 4044–4065.
- 50. Døssing A., Hansen T.M., Olesen A.V., Hopper J.R., Funck T. Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen Basin and its continental borderlands near Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 408. P. 132–145.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.011

- Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: Structural pattern and heat flow // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 152. P. 688– 698.
- 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. https://doi.org/10.1144/sp460.15
- 53. *Ehlers B., Jokat W.* Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 177. № 2. P. 451–462.
- Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № B2. P. 1–17.

https://doi.org/10.1029/2002JB001809

- 55. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. Vol. 450. P. 51–69.
- Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 176. P. 805–821.
- 57. Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Vanneste K. Late Cenozoic evolution of the Western Barents Sea–Svalbard continental margin // Global and Planetary Change. 1996. Vol. 12. № 1–4. P. 53–74. https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00012-7
- Faleide J.I., Vdgnes E., Gudlaugsson S.T. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the South-Western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting // Marin. Petrol. Geol. 1993. Vol. 10. P. 186–214.

- 59. Forsberg R., Kenyon S. Gravity and geoid in the Arctic region—the northern polar gap now filled – In: Proc. GOCE Workshop 2004. ESA-ESRIN Frascati, Italy, (ESA Publ. Division. Noordwijk. Norway. 2004. Abstr.), P. 6–6. http://earth.esa.int/workshops/goce04/ goce\_proceedings/57\_forsberg.pdf
- 60. Frank M., Backman J., Jakobsson M., Moran K., O'Regan M., King J., et al. Beryllium isotopes in Central Arctic Ocean sediments over the past 12.3 million years: Stratigraphic and paleoclimatic implications // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–12. PA1S02. https://doi.org/10.1029/2007PA001478
- Funck T., Shimeld J., Salisbury M.H. Magmatic and rifting-related features of the Lomonosov Ridge, and relationships to the continent–ocean transition zone in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2022. Vol. 229№ 2. P. 1309–1337. https://doi.org/10.1093/gji/ggab501
- 62. *Gaina C., Gernigon L., Ball P.J.* Palaeocene-Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // J. Geol. Soc. London. 2009. Vol. 166. P. 601–616.
- 63. Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., Koulakov I., Werner S.C. 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the Arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models // Surv. Geophys. 2014. Vol. 35. P. 1095–1122. https://doi.org/10.1007/s10712-013-9254-y
- Gaina C., Nasuti A., Kimbell G.S., Blischke A. Break-up and seafloor spreading domains in the NE Atlantic. – In: The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution. – Ed. by G. Peron-Pinvidic, J.R. Hopper, M.S. Stoker, C. Gaina, J.C. Doornenbal, T. Funck, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 447), P. 393–417.
- 65. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region – a link to the Eurekan orogeny? // Arktos. 2015. № 16. P. 1–17. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8
- 66. Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous-Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. № 197. P. 273-286.
- Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S. Circum-Arctic mapping project: New magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. P. 39–48. https://doi.org/10.1144/M35.3
- Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity timescale. – In: *Treatise on Geophysics.* – Ed.by G. Schubert, (Elsevier, Amsterdam, Belgium. 2007). P. 455–507. https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00097-3
- 69. Geissler W.H., Jokat W., Brekke H. The Yermak Plateau in the Arctic Ocean in the light of reflection seismic data – implication for its tectonic and sedimentary evolution // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 187. № 3. P. 1334–1362. https://doi.org/10.1111/j.1365.246X.2011.05197.x

https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05197.x

70. Gernigon L., Blischke A., Nasuti A., San M. Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin // Tecton-

ics. 2015. Vol. 34. P. 1–27. https://doi.org/10.1002/2014TC003717

 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. 2019. Vol. 206. 102839.

https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016

- 72. Glebovsky V.Yu., Kovacs L.C., Maschenkov S.P., Brozena J.M. Joint Compilation of Russianand US Navy Aeromagnetic Data in the Central Arctic Seas // Polarforschung. 2000. Vol. 68 (A). P. 35–40.
- 73. Gradstein F.M., Ogg J.C., Smith M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale – 2012. – Ed. by F.M. Gradstein, J.C. Ogg, M.D. Smith, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford, UK. 2012. 1st edn.), 1176 p.
- 74. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale – 2020 – Ed. by by F.M. Gradstein, J.C. Ogg, M.D. Smith, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford. UK. 2020. 1st edn.), 1357 p.
- 75. Henriksen E., Bjørnseth H., Hals T., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O., Larssen G., Ryseth A., Rønning K., Sollid K. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems // Geol. Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. № 1. P. 271–281.
- 76. Jakobsson M., Backman J., Rudels B., Nycander J., Frank M., Mayer L., Jokat W., Sangiorgi F., O'Regan M., Brinkhuis H., King J., Moran K. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Nature. 2007. Vol. 447. P. 986–990. https://doi.org/10.1038/nature05924
- 77. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean.– Version 4.0 // Scientific Data. 2020. Vol. 176. № 7.

https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9

- Jokat W., Lehmann P., Damaske D., Nelson J.B. Magnetic signature of North-East Greenland, the Morris Jesup Rise, the Yermak Plateau, the central Fram Strait: Constraints for the rift/drift history between Greenland and Svalbard since the Eocene // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. Part A. P. 98–109. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002
- 79. Jokat W, Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. № 2. P. 1–4. https://doi.org/10.1029/2003GL018352
- 80. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A.P., Miggins D.P. Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern End of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2019. Vol. 20. P. 1–19. https://doi.org/0.1029/2019GC008297
- Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge – a double-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
- 82. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 123. P. 601–610.

- Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S., Hjelstuen B.O., Smelror M., Larsen E., Andreassen K., Eidvin T., Vorren T.O. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // Quaternary Sci. Rev. 2009. Vol. 28. № 9. P. 812–829. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.002
- 84. 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 // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2018. Vol. 460. P. 397–418.
- 85. Kovacs L.C., Glebovsky V.Yu., Maschenkov S.P., Brozena J.M. New map and grid of compiled magnetic anomalies from the Arctic Ocean // AGU Fall Meeting, Abstr. 2002. Vol. 83. № 47. P. 1330.
- Kristoffersen Y. Eurasia Basin. In: The Geology of North America – Vol. L. – The Arctic Ocean region. – Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney – (GSA, Boulder, CO. USA. 1990). P. 365–378.
- Maschenkov S.P., Glebovsky V.Yu., Zayonchek A.V. New digital compilation of Russian aeromagnetic and gravity data over the North Eurasian Shelf // Polarforschung. 2001. Vol. 69. P. 35–39.
- Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Muller R.D. Global plate boundary evolution and kinematics since the Late Paleozoic // Global and Planetary Change. 2016. Vol. 146. P. 226–250.
- Merkouriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 198. P. 366–384.

https://doi.org/10.1093/gji/ggu142

- 90. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. Vol. 423. № 6943. P. 956–961. https://doi.org/10.1038/nature01704
- 91. Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., Wright J.D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records // Sci. Advances. 2020. Vol. 20 (eaaz1346). P. 15–?. https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1346
- 92. *Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Yu., Mjelde R.* Structure and evolution of the northern Barents–Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 188. № 1. P. 79–102. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05258.x
- 93. 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.
- 94. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N. Arctic ocean mega project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Sci. Rev. 2021. Vol. 217. P. 1–59. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581

- 95. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grsfjeld K., Houmark-Nielsen M., et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 394–424.
- 96. Lasabuda A.P.E., Johansen N.S., Laberg J.S., Faleide J.I., Senger K., Rydningen T.A., Hanssen A. Cenozoic uplift and erosion of the Norwegian Barents Shelf – A review // Earth-Sci. Rev. 2021. Vol. 217. P. 103609. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103609
- 97. 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. 2012. Vol. 117. № B10. P. 1–28. https://doi.org/10.1029/2011JB008942
- Ogg J. Geovagnetic polarity time scale. In: *The Geologic Time Scale–2020.* Ed.by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford. UK. 2020. Ch.5), P. 159–192.
- 99. Piepjohn K., Gosen W.V., Tessensohn F. The Eurekan deformation in the Arctic: An outline // J. Geol. Soc. 2016. Vol. 173. № 6. https://doi.org/10.1144/jgs2016-081
- 100. *Poirier A., Hillaire-Marcel C.* Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. № 14. L14607. P. 1–6. https://doi.org/10.1029/2011GL047953
- 101. Pontbriand C.W., Soule S.A., Sohn R.A., Humphris S.E., Kunz C., Singh H., Nakamura K., Jakobsson M., Shank T. Effusive and explosive volcanism on the ultraslowspreading Gakkel Ridge, 85° E // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. Vol. 13. № 10. P. 1–22. https://doi.org/10.1029/2012GC004187
- 102. Rekant P., Sobolev N., Portnov A., Belyatsky B., Dipre G., Pakhalko A., Kaban'kov V., Andreeva I. Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // J. Geodynam. 2019. Vol. 128. P. 38–54. https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.05.001
- 103. Sandwell D.T., Smith W.H. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmen-

tation versus spreading rate // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2009. Vol. 114. P. 1978–2012.

- 104. Schaaf N.W., Osmundsen P.T., Van der Lelij R., Schönenberger J., Lenz O.K., Redfield T., Senger K. Tectono-sedimentary evolution of the eastern Forlandsundet Graben, Svalbard // Norw. J. Geol. 2021. Vol. 100. P. 1–39. https://doi.org/10.17850/njg100–4–4
- 105. Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // Tectono-physics. 2002. Vol. 351. № 3. P. 193–243. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5
- 106. Seton M., Müller D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth Sci. Rev. 2012. Vol. 113. P. 212– 270.
- 107. Seton M., Müller R. D., Zahirovic S., Williams S., Wright N., Cannon J., Whittaker J., Matthews K., McGirr R. A global dataset of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters // Geochem. Geophys. Geosyst. 2020. Vol. 21, e2020GC009214. https://doi.org/10.1029/2020GC009214
- 108. Tebenkov A.M., Sirotkin A.N. A new occurrence of Cenozoic (?) basalt from Manbreen, Ny Friesland, Northeastern Spitsbergen // Polar Research. 1990. Vol. 8. P. 295–298. https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.1990.tb003 92.x
- 109. Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F. Magmatism and Eurekan deformation in the High Arctic Large Igneous Province: <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 303. № 3. P. 203–214. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047
- 110. USGS Earthquake Catalog. https://earthquake. usgs.gov/earthquakes/
- 111. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.

# Pre-Quaternary Evolution of the Eurasian Basin: Results of Interpretation of Seismic Profile ARC1407A

A. V. Zayonchek<sup>a, \*</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, A. V. Soloviev<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia <sup>b</sup>All-Russian Research Geological Oil Institute, bld. 36, Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia \*e-mail: a\_zayonchek@mail.ru

The work examined the tectonics and stratigraphy of the Eurasian basin in pre-Quaternary times based on the results of interpretation of the ARC1407A seismic profile and calculations of the theoretical position of linear magnetic anomalies. The sedimentary packages identified on the seismic profile and their stratigraphic adjustments are close to similar studies in the western parts of the Nansen and Amundsen basins. The age assignment of sedimentary strata corresponds to the results of drilling ACEX wells and the main stages of development of the Eurasian basin. The reference horizon of  $\sim$ 34 million years old, previously identified in some scientific works and associated with the cessation of spreading in the western part of the North Atlantic and the entry of the Greenland Plate into the North American Plate, has not been established, which is similar to studies in the western parts of the basins of the Eurasian Basin. For the western part of the Nansen Basin, a reference horizon with an age of  $\sim$ 38 Ma was identified for the first time, previously traced in the west-

#### 42

#### ЗАЙОНЧЕК и др.

ern part of the Amundsen Basin, the appearance of which is associated with one of the stages in the development of the Eurekan Orogeny. Also, for the western part of the Nansen Basin, within the ARC1407A section, a reference horizon with an age of ~26 Ma, previously traced in the western part of the Amundsen Basin, is established. The appearance of this boundary is associated with the beginning of unstable spreading in the westernmost segment of the Eurasian basin between the Yermak Plateau and the Morris Jesup Rise. The end of the long stratigraphic hiatus from 44.4 to 18.2 Ma in the ACEX well section clearly correlates with the appearance of sedimentary strata with an age of ~19.6–18.3 Ma, which confirms the point of view about the beginning of the formation of the deep-sea connection between the North Atlantic and Eurasian basins. This event coincides with a fundamental stage in the restructuring of the movements of the Eurasian and North American plates, expressed in a change in the general direction of migration of the instantaneous opening poles from north-northwest to south-southeast. It is assumed that thick sedimentary deposits in the Nansen Basin and in the rift valley of the Gakkel ridge, observed on seismic section ARC1407A are glaciomarine Late Pliocene-Quaternary in age <2.7 Ma. Apparently these deposits are making up a significant volume of sediment in the eastern part of the Eurasian Basin and the Gakkel Ridge.

*Keywords:* Arctic Ocean, Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Amundsen Basin, Nansen Basin, spreading, geodynamics, linear magnetic anomalies, seismic stratigraphy, sedimentary cover

УДК 551.24.01:551.242:551.248

# ТЕКТОНИКА БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (РОССИЯ): ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

© 2023 г. О. В. Грушевская<sup>1, \*</sup>, А. В. Соловьев<sup>1, 2</sup>, Е. А. Васильева<sup>3</sup>, Е. П. Петрушина<sup>3</sup>, И. В. Аксенов<sup>3</sup>, А. Р. Юсупова<sup>1</sup>, С. В. Шиманский<sup>4</sup>, И. Н. Пешкова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),

д. 36, ш. Энтузиастов, 105118 Москва, Россия <sup>2</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия <sup>3</sup>Акционерное общество "Севморнефтегеофизика" (АО "СМНГ"),

д. 17, ул. Карла Маркса, 183025 Мурманск, Мурманская обл., Россия

<sup>4</sup>Федеральное агентство по недропользованию "Роснедра",

д. 4/6, ул. Большая Грузинская, 125993 Москва, Россия

\*e-mail: grushevskaya@vnigni.ru

Поступила в редакцию 19.06.2023 г. После доработки 08.08.2023 г. После повторной доработки 10.10.2023 г. Принята к публикации 25.10.2023 г.

В настоящей статье приведены результаты полевых комплексных геофизических исследований в северо-западной части российского сектора Баренцевоморского шельфа, включая обработку и комплексную интерпретацию новых и ретроспективных геофизических материалов в объеме 25500 пог. км и данных глубокого бурения скважин. В разрезе осадочного чехла Баренцева моря авторами выделены региональные тектоностратиграфические единицы между отражающими горизонтами (ОГ): (i) палеозойский комплекс (ОГ VI(PR?) и ОГ I2(P-T)); (ii) триасовый комплекс (ОГ  $I_2(P-T)$  и ОГ Б(T-J)); (iii) юрский комплекс (ОГ Б(T-J) и ОГ В'( $J_3 - K_1$ )); (iv) мел-кайнозойский комплекс (ОГ  $B'(J_2 - K_1)$  и дном моря). По результатам структурного анализа установлены три структурных этажа: нижний структурный этаж включает рифейские терригенно-эффузивные и нижнепалеозойские-нижнепермские терригенно-карбонатные отложения; средний структурный этаж сформирован преимущественно карбонатными отложениями верхнего девона-нижней перми; верхний структурный этаж объединяет терригенные отложения нижней и верхней перми, мезозойские и кайнозойские отложения. Авторами представлена новая тектоническая модель Баренцевоморского региона, включающая элементы всех выделенных структурных этажей. В соответствии с тектоническим районированием, палеоструктурным и палеотектоническим анализом, в статье рассмотрены основные этапы развития Баренцевоморского шельфа: этап компрессионного сжатия в позднем непротерозое и континентальный рифтогенез в раннем-среднем палеозое (I), этап позднепалеозойской стабилизации (II), раннемезозойский этап тектогенеза (III), среднемезозой-ский этап термического проседания (IV), позднеюрский этап стабилизации (V), меловой этап прогибания (VI) и завершающий этап развития шельфа – кайнозойский подъем (uplift) значительной части Баренцевоморского шельфа (VII). В северо-западной части российского сектора Баренцевоморского шельфа происходило синхронное погружение подошвы осадочного чехла, связанное со спредингом и образованием Северного Ледовитого океана.

*Ключевые слова:* тектоническое районирование, континентальный рифтогенез, Баренцевоморский шельф, Восточно-Баренцевский мегапрогиб, палеотектонический анализ, палеоструктурный анализ, компрессионный орогенез, комплексная интерпретация **DOI:** 10.31857/S0016853X23060048, **EDN:** GXRVNK

## введение

Данное исследование проведено в российской части шельфа Баренцева моря на площади 21410 км<sup>2</sup>, расположенной между арх. Шпицберген, арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), арх. Новая Земля, островом Колгуев и Кольским полуостровом. Западной границей российского сектора Баренцева моря является линия разграничения морских пространств между Российской Федерацией и Норвегией. Объем рассмотренных фактических материалов составил 25500 пог. км профилей геофизических работ, из которых 23000 пог. км профилей составили ретропрофили сейсморазведки МОВ ОГТ 2D в современной цифровой обработке и 2500 пог. км новых профилей полевых геофизических работ 2020 г., включающих сейсморазведочные профили МОВ ОГТ 2D, гравиметрические и магнитометрические исследования.

Ранее проводились исследования особенностей тектоники Баренцевоморского шельфа, были разработаны различные модели геологического строения региона и определены основные этапы геологического развития Баренцевоморского региона, сделано предположение о существовании нескольких стадий рифтогенеза в архее-протерозое (проторифтогенез), рифее, ордовике-девоне, верхнем девоне-триасе и наличии кайнозойского подъема [6, 9, 13, 16, 24–26, 34, 35].

Для исследования тектоники и геодинамики Баренцевоморского шельфа, с его крупными по запасам месторождениями углеводородов, является создание обоснованной современными данными геологии и геофизики модели образования и развития региона.

В нашем исследовании строения Баренцева моря были использованы данные, полученные ФГБУ "ВНИГНИ" (г. Москва, Россия) в 2020– 2022 гг. по региональному геологическому изучению недр по объекту "Создание региональной сети опорных геолого-геофизических профилей с целью изучения геологического строения, структуры и оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Баренцева моря":

 комплексной интерпретации новых полевых геофизических исследований (сейсморазведка MOB OГТ 2D, гравиметрия надводная и дифференциальная магнитометрия) в северо-западной части российского сектора Баренцевоморского шельфа в объеме 2500 пог. км;

 обработки и комплексной интерпретации ретроспективных геофизических материалов в объеме 23000 пог. км;

 глубокого бурения (скважины Мурманская-24, Куренцовская-1, Штокмановская-1, Ферсмановская-1, Северо-Кильдинская-82, Лудловская-1, Адмиралтейская-1).

Существенными элементами новизны в тектоническом строении региона являются использование единых структурных карт на всю российскую часть Баренцева моря в масштабе 2000000, в отличие от предшествующих мелкомасштабных построений 15000000–25000000 [18], создание двух тектонических карт по разным структурным этажам и сводной тектонической карты, открытие мощных осадочных комплексов – рифейского на юге площади и кайнозойского на севере Баренцева моря. В истории геологического развития Баренцевоморского региона нашими исследованиями подтверждены и детально описаны стадия формирования фундамента Баренцевской плиты и эпиплатформенная стадия, включающая континентальный рифтогенез в раннем—среднем палеозое, позднепалеозойский этап стабилизации, раннемезозойский этап тектогенеза, среднемезозойский этап термического проседания, позднеюрский этап стабилизации, меловой этап прогибания, кайнозойский аплифт и показано синхронное погружение в северо-западной части российского сектора Баренцевоморского шельфа.

Целью нашей работы является разработка геологической модели фундамента и осадочного чехла Баренцевоморского шельфа на основе тектонического районирования, палеоструктурного и палеотектонического анализа с обобщением ранее полученных геолого-геофизических данных.

# ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

В результате проведенной комплексной интерпретации новых и ретроспективных геофизических данных и данных глубокого бурения в Баренцевом море были прослежены 11 отражающих горизонтов (ОГ), построены карты изопахит (толщин) между опорными и целевыми горизонтами в масштабе 1 : 2000000 и выделены следующие региональные тектоностратиграфические единицы, разделенные несогласиями и перерывами в седиментации (рис. 1, профиль I–I'; рис. 2):

— палеозойский комплекс (между ОГ VI(PR?) и ОГ  $I_2(P-T)$ );

— триасовый комплекс (между ОГ ( $I_2(P-T)$  и ОГ Б(T–J));

– юрский комплекс (между ОГ Г Б(T–J) и ОГ В' $(J_3-K_1)$ );

 мел-кайнозойский комплекс (между ОГ В'(J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) и дном Баренцева моря).

#### Палеозойский комплекс

В палеозойский комплекс (между ОГ VI(PR?) и ОГ I<sub>2</sub>(P–T)) входят следующие подкомплексы:

- нижнепалеозойско-среднедевонский;

 верхнедевонско-каменноугольный (нижнепермский (?));

пермский.

Максимальные мощности палеозойских отложений достигают:

– 16.6 км в Кармакульском мегапрогибе;

 – 11.2 км в прогибе Иноземцева и Южно-Баренцевской синеклизе;

- 8.7 км в Северо-Баренцевской синеклизе.





Нижнепалеозойский—среднедевонский подкомплекс (между ОГ VI(PR?) и ОГ III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>)). Данный подкомплекс характеризует процессы осадконакопления на рифтогенном этапе развития Баренцевоморского шельфа в нижнем палеозое. Максимальные мощности подкомплекса установлены (см. рис. 2, а):

- ≤8.5 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

- ≤8.5 км в Кармакульском мегапрогибе;

-≤6.5 км в прогибе Иноземцева;

 не превышают 3.5 км в Северо-Баренцевской синеклизе.

Данный подкомплекс с минимальной мощностью (<500 м) выявлен на Кольско-Канинской моноклизе, в северной части Северо-Тиманского мегавала, на Адмиралтейском мегавале и на Северо-Малыгинской ступени. Нижнепалеозойско– среднедевонский подкомплекс выклинивается на выступе фундамента на поднятии Вербы (см. рис. 2, а).

Верхнедевонско-каменноугольный подкомплекс (между ОГ  $III_3(D_3)$  и ОГ  $Ia(P_1-C?)$ ). Данный подкомплекс характеризуется образованием карбонатных платформ в краевых частях Баренцевоморского бассейна. Мощность подкомплекса составляет:

 $-\leq 3$  км в Кармакульском мегапрогибе;

- 1-3.5 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

- 2 км на Альбановско-Горбовском пороге.

Минимальной мощностью (<500 м) характеризуется южная часть Кольско-Канинской моноклизы, поднятия и валы Западно-Баренцевской региональной системы поднятий и прогибов. Породы верхнего девона—карбона отсутствуют на поднятии Вербы и в южной части Кольско—Канинской моноклизы (см. рис. 2, б).

В карбонатном верхнедевонско—каменноугольном (нижнепермском (?)) подкомплексе выделены области предполагаемых рифов, которые выражены сокращенными мощностями подкомплекса на поднятии Персея, в Центральной зоне поднятий, в бортовых частях Южно-Баренцевской синеклизы на Надеждинской и Мурманской моноклинали, на Печорской плите (вблизи ее границы с Южно-Баренцевской синеклизой), на юго-западном борту Адмиралтейского мегавала (вблизи его границы с Кармакульским мегапрогибом) (см. рис. 2, б).

Пермский подкомплекс (между ОГ Ia(P<sub>1</sub>-C?) и ОГ I<sub>2</sub>(P-T)). Данный подкомплекс характеризуется значительным объемом осадконакопления в связи с воздыманием Уральского орогена. Дополнительный снос осадочного материала происходил с Балтийской, Западно-Шпицбергенской палеосуши, а также с Североземельского поднятия. Максимальные мощности выявлены:

—≤8 км в Кармакульском мегапрогибе;

 – 2.5–4.5 км в Восточно-Баренцевском мегапрогибе;

– 1.5–2.5 км на Адмиралтейском мегавале.

Минимальной мощностью (<500 м) характеризуются Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь и Северо-Малыгинская ступень (см. рис. 2, в).

#### Триасовый комплекс

Триасовый комплекс (между ОГ  $I_2(P-T)$  и ОГ Б(T-J)) представлен индским, оленекским, среднетриасовым и верхнетриасовым подкомплексами. Накопление триасового комплекса связано с процессами рифтогенеза в Восточно-Баренцевском мегапрогибе, Уральской складчатостью и активным прогибанием в пределах Северо-Штокмановского прогиба и Северо-Баренцевской синеклизы [3]. Максимальная мощность установлена:

 – ≤4 км в бортовых частях Восточно-Баренцевского мегапрогиба;

— 1.6—4 км на Адмиралтейском мегавале.

Минимальная мощность определена на юге и севере Баренцевоморского шельфа (см. рис. 2, и).

## Индский подкомплекс (между ОГ I<sub>2</sub>(P-T) и ОГ

**A**<sub>1</sub>(**T**<sub>1</sub>č**b**)). Данный подкомплекс образовался при тектонической активизации, связанной со складчатостью на Урале и привносом значительного

Рис. 2. Карты мощности осадочных отложений Баренцева моря.

Осадочные отложения: (a) – нижнепалеозойско-среднедевонские (между ОГ VI(PR?) и III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>)); (б) – верхнедевонско-каменноугольные (нижнепермские?) (между ОГ III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>) и ОГ Ia(P<sub>1</sub>–C?)); (в) – пермские (между ОГ Ia(P<sub>1</sub>–C?) и ОГ I<sub>2</sub>(P–T)); (г) – палеозойского комплекса (между ОГ VI(PR?) и ОГ I<sub>2</sub>(P–T) и между ОГ VI(PR?) и Ia(P<sub>1</sub>–C?) при отсутствии ОГ I<sub>2</sub>(P–T)); (д) – индские (между ОГ I<sub>2</sub>(P–T) и ОГ A<sub>11</sub>(T<sub>1</sub>čb)); (е) – оленёкские (между ОГ A<sub>11</sub>(T1čb) и ОГ A<sub>1-2</sub>(T2an)); (ж) – среднетриасовые (между ОГ A<sub>1-2</sub>(T<sub>2</sub>an) и ОГ A<sub>3</sub>(T<sub>3</sub>)); (з) – верхнетриасовые (между ОГ A<sub>3</sub>(T<sub>3</sub>) и ОГ Б(T–J)); (и) – триасовые (между ОГ I<sub>2</sub>(P–T) и ОГ Б(T–J)); (к) – нижнеюрские (между ОГ Б(T–J) и ОГ B<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>–J<sub>2</sub>)); (л) – среднеюрско-кимериджские (между ОГ B<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>–J<sub>2</sub>) и ОГ B(J<sub>3</sub>v)); (м) – волжские (титонские) (между ОГ B(J<sub>3</sub>v) и ОГ B'(J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>)); (н) – юрского комплекса (между ОГ Б(T–J) и ОГ B'(J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>)); (о) – неокомские (между ОГ M(K<sub>1</sub>br) и ОГ B'(J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>)); (п) – апт-кайнозойского комплекса (между ОГ M(K<sub>1</sub>br) и дном Баренцева моря); (р) – мел-кайнозойского комплекса (между ОГ M(K<sub>1</sub>br) и дном Баренцева моря).

<sup>1 –</sup> лицензионные участки (1 – Центрально-Баренцевский, 2 – Федынский); 2 – сейсморазведочные профили; 3 – направления (предполагаемые) сноса осадочного материала; 4 – область сокращения мощностей отложений; 5 – депоцентры



количества осадочного материала в Восточно-Баренцевский мегапрогиб (см. рис. 2, д).

Мощность индских отложений составляет:

- 3 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

 − ≤1.5 км в Предновоземельской структурной области.

Минимальные мощности индского яруса – на Малыгинской седловине, поднятии Вербы, Тиманской гряде и Кольско-Канинской моноклизе. На юге Баренцева моря наблюдается эрозионный срез индских отложений, а на северо-западе индские отложения выклиниваются вблизи подошвы триаса (см. рис. 2, д).

Оленёкский подкомплекс (между ОГ  $A_1^1(T_1čb)$  и ОГ  $A_{1-2}(T_2an)$ ). Данный подкомплекс формировался в условиях рифтогенеза и уральской складчатости. В Кармакульском мегапрогибе и в Северо-Баренцевской синеклизе мощность подкомплекса достигает 2.3 км. Сокращение мощности подкомплекса наблюдается на юге района исследований, а также на севере от 250 м до полного его отсутствия на Кольско-Канинской моноклизе и северо-западе Тиманской гряды, на поднятии Вербы, Восточно-Шпицбергенской присклоновой моноклинали и Малыгинской седловине (см. рис. 2, е).

Среднетриасовый подкомплекс (между ОГ  $A_{1-2}(T_2an)$  и ОГ  $A_3(T_3)$ ). Данный подкомплекс характеризуется осадконакоплением на фоне тектонической стабилизации. Максимальная мощность подкомплекса составляет:

- 3.2 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

-≤1.7 км в Северо-Баренцевской синеклизе;

—≤1 км в пределах Штокмановско-Лунинского порога.

Минимальная мощность установлена в районе Тиманской гряды (250 м). Породы среднего триаса отсутствуют на поднятии Вербы и Восточно-Шпицбергенской присклоновой моноклинали, на Малыгинской седловине, Кольско-Канинской моноклизе и северо-западе Тиманской гряды и фрагментарно присутствуют в Предновоземельской структурной области (см. рис. 2, ж).

Верхнетриасовый подкомплекс (между ОГ А<sub>3</sub>(Т<sub>3</sub>) и ОГ Б(Т–J)). Данный подкомплекс связан с общим поднятием Предновоземельской структурной области. В Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской синеклизах мощность подкомплекса достигает 1.4 км. Отложения верхнего триаса эрозионно срезаны на Северо-Малыгинской ступени, на Кольско-Канинской моноклизе и Тиманской гряде, а также в Предновоземельской структурной области (см. рис. 2, 3).

#### Юрский комплекс

Юрский комплекс (между ОГ Б(T–J) и ОГ В'(J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>)) состоит из нижнеюрского, среднеюрско-кимериджского и волжского подкомплексов. Формирование юрского комплекса связано с тектонической активностью в районе Пайхойско–Новоземельской складчатой системы, откуда происходил значительный снос обломочного материала. Максимальная мощность пород составляет:

– 1.6 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

- 1 км в Северо-Баренцевской синеклизе;
- 0.6 км на Альбановско-Горбовском пороге.

Минимальная мощность юрских отложений (150 м) определена на поднятии Федынского, на поднятии Персея, Северо-Малыгинской ступени и Кольско-Канинской моноклизе, в Предновоземельской структурной области (см. рис. 2, н).

Нижнеюрский подкомплекс (между ОГ Б(T–J) и ОГ В<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>–J<sub>2</sub>)). Данный подкомплекс формировался в условиях платформенного режима [3]. Максимальная мощность нижнеюрских пород распространена локально на площади Восточно-Баренцевского мегапрогиба и достигает 601 м. Минимальная мощность на обрамлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба и сокращается до 0 м на поднятиях Вербы и Персея, на Восточно-Шпицбергенской присклоновой моноклинали, Северо-Малыгинской ступени и Кольско-Канинской моноклизе, а также в Предновоземельской структурной области (см. рис. 2, к).

Среднеюрско-кимериджский подкомплекс (между ОГ  $B_1(J_1-J_2)$  и ОГ  $B(J_3v)$ ). Отложения данного комплекса накапливались на фоне прогибания с формированием локальных депоцентров с мощностью:

 – 0.8 км на юге Северо-Баренцевской синеклизы, севере Штокмановско-Лунинского порога и в Южно-Баренцевской синеклизе;

 – 0.3 км среднеюрско-кимериджского разреза на Альбановско-Горбовском пороге и Восточно-Баренцевской ступени;

- 0.4 км в Северо-Новоземельском прогибе.

Минимальной мощностью (100 м) характеризуются Предновоземельская структурная область, поднятия Персея и Федынского, Кольско-Канинская моноклиза и Малыгинский структурный нос (см. рис. 2, л).

Волжский (титонский) подкомплекс (между ОГ  $B(J_3v)$  и ОГ  $B'(J_3-K_1)$ ). На карте отражены объемы накопления глубоководных глин волжского подкомплекса. Мощность пород подкомплекса составляет 0.6 км в восточной части Южно-Баренцевской синеклизы. Породы титонского возраста эродированы на поднятиях Вербы и Персея, Восточно-Шпицбергенской присклоновой моноклинали, на Северо-Малыгинской и западном

окончании Западно-Альбановской ступени, в Восточно-Пинегинском прогибе, а также в Предновоземельской структурной области, на Кольско-Канинской моноклизе и Тиманской гряде (см. рис. 2, м).

#### Мел-кайнозойский комплекс

Мел-кайнозойский комплекс (между ОГ В' $(J_3-K_1)$  и дном Баренцева моря) состоит из неокомского (клиноформного) и апт-кайнозойского подкомплексов. Формирование мел-кайнозойского комплекса происходило на фоне дальнейшего воздымания Пайхой-Новоземельской складчатой системы и синхронного прогибания структур Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Максимальные мощности отложений достигают:

- 2.2 км в Южно-Баренцевской синеклизе;

 2 км на Штокмановско-Лунинском пороге (скв. Лудловская-1) и в Северо-Новоземельском прогибе;

- 1.5 км в Северо-Баренцевской синеклизе;

- 0.7 км на Альбановско-Горбовском пороге.

Наименьшая толщина мел-кайнозойских отложений накоплена на обрамлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба, где она изменяется от 150 м до полного отсутствия в результате эрозии (см. рис. 2, р).

Неокомский подкомплекс (между ОГ В' $(J_3-K_1)$  и ОГ М( $K_1$ br). Данный подкомплекс формировался на фоне воздымания Пайхой—Новоземельской складчатой системы, восточной части Баренцевоморского шельфа, а также Тимано-Печорского региона. Мощность неокомского подкомплекса в Южно-Баренцевской синеклизе достигает 0.7 км. Минимальная мощность 100 м отмечается на обрамлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба, Восточно-Баренцевской ступени и ступени мыса Желания (см. рис. 2, о).

Апт-кайнозойский подкомплекс (между ОГ М(K<sub>1</sub>br) и дном Баренцева моря). В апте-кайнозое значительные объемы осадочного материала поступали с Балтийской палеосуши, Уральского и Пайхой-Новоземельского складчатых поясов – этим объясняется миграция депоцентра в пределы Южно-Баренцевской впадины. Мощность апткайнозойского подкомплекса во впадине достигает 1.7 км. Минимальная мощность отмечается вблизи зон выклинивания апт-верхнемеловых отложений и составляет менее 100 м (см. рис. 2, п).

# ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для создания тектонической модели строения Баренцевоморского региона были построены структурные карты масштаба 1 : 2000000 по основным отражающим горизонтам: VI(PR?), III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>),

Ia(P<sub>1</sub>-C?), I<sub>2</sub>(P-T), A<sub>1</sub><sup>1</sup>(T<sub>1</sub>čb), A<sub>1-2</sub>(T<sub>2</sub>an), A<sub>3</sub>(T<sub>3</sub>), Б(T-J), B<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>), B(J<sub>3</sub>v) и M(K<sub>1</sub>br) (см. рис. 1, рис. 3).

#### Структурные этажи

По результатам структурного анализа нами выделено три структурных этажа.

**Нижний структурный этаж.** Состоит из двух подэтажей, которые представлены:

 – рифейскими терригенно-эффузивными отложениями;

 нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями.

Терригенно-эффузивные отложения рифейского возраста выделены на юге площади под ОГ VI(PR?). Этот подэтаж вскрыт скважиной Пограничной-1 на п-ове Средний, пробуренной в 2004—2006 гг. до глубины 5200 м. В скважине Пограничная-1 встречены терригенно-эффузивные породы рифея мощностью 1100 м [22, 31].

Для рифейского комплекса отложений характерны следующие особенности:

- большая ≥15 км мощность комплекса;

 – значительная тектоническая расслоенность с образованием взбросо-надвиговых пластин;

наличие поднадвиговых антиклиналей.

Рифейский комплекс изучен в пределах Тимано-Варангеровского складчато-надвигового пояса, протягивающего от м. Варангер к п-ову Канин и далее на юго-восток. Рифейский комплекс выделен на временных и глубинных сейсмических разрезах и расположен под ОГ VI(PR?).

Верхний структурный подэтаж нижнего структурного этажа. В данную структуру входят терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя—среднего девона, данный структурный этаж охарактеризован структурными построениями по ОГ VI(PR?) и III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>), являющимися его геологическими границами.

В соответствии с выполненной интерпретацией, в южной части района исследований расположена Южно-Баренцевская синеклиза с глубиной залегания подошвы осадочного чехла до 21.5 км. Форма Южно-Баренцевской синеклизы близка к изометричной, но ее наиболее глубокая часть вытянута в северо-восточном направлении.

Через перемычку в виде свода Крыловой Южно-Баренцевская синеклиза в низах осадочного чехла сопряжена с Кармакульским мегапрогибом, находящимся в центральной части Новой Земли. Продолжение Кармакульского мегапрогиба предполагается на арх. Новая Земля, где суммарная мощность нижнепалеозойско-среднеде-







**Рис. 4** (начало). Схемы палеотектонических реконструкций по композитному профилю A–A'. Профиль выровнен на отражащий горизонт (ОГ): (а) – ОГ III (D<sub>3</sub>); (б) – ОГ Ia (P<sub>1</sub>–C); (в) – ОГ I<sub>2</sub> (P–T); (г) – ОГ A<sub>11</sub>(T<sub>1</sub>Čb); (д) – ОГ A<sub>1-2</sub>(T<sub>2</sub>an); (е) – ОГ A<sub>3</sub>(T<sub>3</sub>); (ж) – ОГ Б(T–J); (з) – ОГ B<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>–J<sub>2</sub>); (и) – ОГ B(J<sub>3</sub>v); (к) – ОГ M (K<sub>1</sub>br); (л) – выровненный на дно Баренцева моря.

1 – границы отражающих горизонтов, 2 – тектонические нарушения, 3 – возраст комплекса





(к) выровненный на ОГ М(K<sub>1</sub>br)





Рис. 4. Окончание



**Рис. 5** (начало). Схемы палеотектонических реконструкций по композитному профилю Б–Б'. Профиль выровнен на отражающий горизонт (ОГ): (а) – ОГ III (D<sub>3</sub>); (б) – ОГ Ia (P<sub>1</sub>–C); (в) – ОГ I<sub>2</sub> (P–T); (г) – ОГ A<sub>11</sub>(T<sub>1</sub>Čb); (д) – ОГ A<sub>1-2</sub>(T<sub>2</sub>an); (е) – ОГ A<sub>3</sub>(T<sub>3</sub>); (ж) – ОГ Б(T–J); (з) – ОГ B<sub>1</sub>(J<sub>1</sub>–J<sub>2</sub>); (и) – ОГ B(J<sub>3</sub>v); (к) – ОГ M (K<sub>1</sub>br); (л) – выровненный на дно Баренцева моря.

1 – границы отражающих горизонтов, 2 – тектонические нарушения, 3 – возраст комплекса

вонских отложений достигает 12 км (см. рис. 2, рис. 4, рис. 5).

Южно-Баренцевский и Кармакульский рифтогенные бассейны разделены по профилю KS103 сводом Крыловой высотой >3 км (см. рис. 5).

Свод Крыловой назван в честь инженера 1 категории геофизической камеральной партии Ларисы Анатольевны Крыловой (годы жизни 1966— 2022), которая была первой, кто исследовал данную структуру. Таким образом, ранне-среднепалеозойская Южно-Баренцевская рифтогенная область прогибания по нашим построениям характеризуется северо-восточной направленностью (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 5).

Мы полагаем, что Южно-Баренцевская рифтогенная область прогибания имела тесную связь с тектоническими элементами Печорской плиты (Печоро-Колвинским авлакогеном) северо-за-

53

# ГРУШЕВСКАЯ и др.





падного простирания и образует с авлакогеном единый рифтогенный комплекс.

— средний структурный этаж сформирован преимущественно карбонатными отложениями верхнего девона—нижней перми и ограничен ОГ III<sub>3</sub>(D<sub>3</sub>) и ОГ Ia(P<sub>1</sub>–C?);

 верхний структурный этаж объединяет терригенные отложения нижней и верхней перми, мезозойские и кайнозойские отложения. Границами комплекса являются ОГ  $Ia(P_1-C?)$ и дно Баренцева моря. Верхний структурный этаж состоит из двух подэтажей, границей между которыми является ОГ IIa(MZ-KZ). В нижнем подэтаже верхнего структурного этажа, помимо его подошвы, представленной ОГ  $Ia(P_1-C?)$ , прослежены отражающие горизонты в мезозойских

отложениях:  $I_2(P-T)$ ,  $A_1^1(T_1 čb)$ ,  $A_{1-2}(T_2an)$ ,  $A_3(T_3)$ , B(T-J),  $B_1(J_1-J_2)$ ,  $B(J_3v)$ ,  $M(K_1br)$ .

#### Баренцевская континентальная плита

Значительная часть Баренцевоморского шельфа в региональном плане принадлежит Баренцевской плите. Баренцевская плита ограничена:

 Восточно-Европейской платформой (Балтийский щит) на юге;

- Печорской плитой на юго-востоке;

 – Пайхой–Новоземельской складчатой системой на востоке.

Баренцевская плита содержит три надпоряд-ковых элемента:

– Шпицбергенскую антеклизу;

Западно-Баренцевскую систему поднятий и прогибов;

 Восточно-Баренцевский мегапрогиб и Кольско-Канинскую моноклизу.

Шпицбергенская антеклиза. Данная структура представляет собой полосу, субширотно простирающуюся на крайнем севере района исследований на 900 км. Южная граница Шпицбергенской антеклизы проведена по подошве осадочного чехла – по ОГ VI(PR?) изогипсе –1000 м, севернее которой происходит резкий подъем подошвы осадочного чехла до 100 м и более с выходом фундамента на дно моря.

Шпицбергенская антеклиза по подошве осадочного чехла — по ОГ VI(PR?) включает в себя следующие тектонические элементы І-го порядка:

- Шпицбергенское сводовое поднятие;

- поднятие Вербы;

 Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь;

- сводовое поднятие Земля Франца-Иосифа.

Сводовые поднятия Шпицбергенское и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). Эти сводовые поднятия объединяют одноименные архипелаги Шпицберген и ЗФИ, выраженные в современном рельефе. На северо-востоке нами выделена по сейсморазведочным материалам небольшая часть периклинали поднятия арх. ЗФИ.

Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь. Моноклиналь выявлена по материалам полевых комплексных геофизических работ 2020 г. Моноклиналь на западе сопряжена со сводом Вербы, на востоке — со сводовым поднятием 3ФИ. Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь осложнена небольшими депрессиями и антиклиналями.

Поднятие Вербы. Поднятие Вербы было выявлено по материалам полевых комплексных геофизических работ 2020 г. и названо в честь российского морского геолога Марка Леонидовича Вербы (годы жизни 1935–2019).

Данное поднятие в подошве осадочного чехла представляет собой изометричную структуру размерами 140 × 134 км с амплитудой около 400 м, выделенную по изогипсе -500 м и осложненную двумя куполами на западе и на востоке поднятия. На поднятии Вербы осадочный чехол представлен, в основном, маломощным слоем палеозойских и мезозойских отложений. Только на северном склоне поднятия Вербы и в Восточно-Шпицбергенской впадине, предположительно, накапливались отложения кайнозойского возраста.

Восточно-Шпицбергенская впадина. Данная впадина выявлена по горизонтам кайнозоя над северной частью Восточно-Шпицбергенской присклоновой моноклинали, отмеченной в подошве осадочного чехла. Размеры Восточно-Шпицбергенской впадины оставляют около 160 км × 60 км.

Мы полагаем, что ее формирование связано с раскрытием Евразийского бассейна и ее северной границей является котловина Нансена. На югозападе Восточно-Шпицбергенская впадина граничит с поднятием Вербы, на востоке ее граница совпадает с линией эрозионного среза миоценовых отложений.

## Западно-Баренцевская система поднятий и прогибов

Данная система включает в себя поднятия, прогибы и седловины. Свод Федынского и Нордкапский прогиб протягиваются в норвежскую часть Баренцевоморского шельфа, Центральная зона поднятий переходит в норвежскую моноклиналь Бьямерлэнд, свод Маловицкого – в поднятие Централбанкен, Западно-Кольская седловина – в прогиб Тидлибанкен, Северо-Малыгинская ступень – в моноклиналь Короля Карла. Остальные тектонические элементы норвежской части Баренцева моря, в частности прогиб Ольги, не имеют продолжения в российской части Баренцевоморского шельфа. Но, возможно, что близко расположенные положительные тектонические элементы: поднятие Персея и поднятие Сторбанкен – это единый крупный тектонический элемент.

Западно-Баренцевская система поднятий и прогибов включает в себя тектонические элементы І-го порядка:

седловины Малыгинскую, Демидовскую и Западно-Кольскую;

поднятие Федынского;

- Центральную зону поднятий;
- Нордкапский прогиб.

Малыгинская седловина. Она расположена на севере Западно-Баренцевской системы поднятий и прогибов и представлена тектоническими элементами II-го порядка:

- поднятием Персея;
- Северо-Малыгинской ступенью;
- Южно-Малыгинским структурным носом;
- валом Пинегина.

Южно-Малыгинский структурный нос и вал Пинегина разделены Западно-Пинегинским и Восточно-Пинегинским прогибами.

Поднятие Персея, Северо-Малыгинская ступень и Восточно-Пинегинский прогиб находятся севернее линии эрозионного среза верхнеюрских отложений, — эти тектонические элементы показаны по подошве осадочного чехла — по ОГ VI(PR?) (рис. 6).

На структурно-тектонической схеме по ОГ  $B(J_3v)$  присутствует южная часть поднятия Персея, а центральная и северная часть поднятия Персея отображены по структурно-тектонической карте по ОГ VI(PR?) (см. рис. 6).

Западный борт поднятия Персея не изучен и, возможно, он расположен в норвежской части Баренцева моря.

Центральная зона поднятий. Она расположена южнее Малыгинской седловины и включает в себя свод Маловицкого и Ферсмановскую террасу с Ферсмановской локальной структурой. Свод Маловицкого в российской части шельфа выражен структурным носом и, предположительно, замыкается в норвежской части Баренцева моря.

Демидовская седловина. Она разделяет Центральную зону поднятий и поднятие Федынского. Демидовская седловина осложнена одноименной локальной структурой.

**Поднятие Федынского.** Оно расположено к югу от Демидовской седловины и представляет собой крупную положительную структуру, замыкающуюся в норвежской части шельфа.

**Нордкапский прогиб.** Данный прогиб выделен к северу от свода Федынского и представлен северо-западной центриклиналью.

Западно-Кольская седловина. Она расположена на юге Западно-Баренцевской зоны поднятий и прогибов и осложнена локальными структурами Курчатовской, Варяжской и Северо-Кильдинской.

#### Восточно-Баренцевский мегапрогиб

Восточно-Баренцевский мегапрогиб является III-ей надпорядковой структурой Баренцевской плиты. Он вытянут в северо-восточном направлении на 1300 км. Восточно-Баренцевский мегапрогиб ограничен:  Кольско-Канинской моноклизой и Печорской плитой на юге;

 Западно-Баренцевской системой поднятий и прогибов на западе;

 Пайхойско-Новоземельской складчатой системой на востоке;

поднятием Вербы и архипелагом Земля
 Франца-Иоифа на севере.

Ширина Восточно-Баренцевского мегапрогиба изменяется от 400 км в его южной части до 200 км на севере площади. В Восточно-Баренцевском мегапрогибе выделены синеклизы и прогиб, разделенные порогами. В Восточно-Баренцевском прогибе расположена Южно-Баренцевская синеклиза, которая отделена от Северо-Баренцевской синеклизы Штокмановско-Лунинским порогом. Между Северо-Баренцевской синеклизой и Северо-Новоземельским прогибом расположен Альбановско-Горбовский порог.

**Южно-Баренцевская синеклиза.** Она является структурой с формой, близкой к изометричной. Ее размеры составляют около 400 км × 400 км, глубина подошвы верхней юры достигает 2.7 км. Южно-Баренцевская синеклиза состоит из вытянутой в северо-восточном направлении Южно-Баренцевской впадины, окруженной с юга Куренцовской террасой и Мурманской моноклиналью. С запада Южно-Баренцевская впадина ограничена Надеждинской ступенью.

Штокмановско-Лунинский порог. Он расположен севернее Южно-Баренцевской синеклизы. Он обладает размерами около 240 км × 400 км и осложнен террасами: Штокмановско-Ледовой, Лудловской, Лунинской и Медвежим валом. Террасы и вал разделены Северо-Штокмановским и Западно-Медвежинским прогибами и Северо-Лудловской седловиной.

Северо-Баренцевская синеклиза. Она также, как и Южно-Баренцевская синеклиза, имеет форму, близкую к изометричной. Размеры Северо-Баренцевской синеклизы меньше, чем у Южно-Баренцевской синеклизы и составляют 260 км × 320 км. Северо-Баренцевская синеклиза погружена по подошве верхней юры до 2 км.

Альбановско-Горбовский порог. Он граничит на юге с Северо-Баренцевской синеклизой и Адмиралтейским мегавалом в составе Пайхойско-Новоземельской складчатой системы. На западе Альбановско-Горбовский порог граничит с

Рис. 6. Схемы структурно-тектонического районирования:

По кровле: (а) – фундамента ОГ VI(PR?); (б) – верхнеюрских глин ОГ  $B(J_3v)$ .

<sup>1 –</sup> сбросы; 2 – взбросы; 3 – локальные структуры по ОГ VI (PR?); 4 – разломы; 5 – локальные структуры по ОГ В (J<sub>3</sub>v); 6 – линия прекращения прослеживания ОГ (J<sub>3</sub>v); 7 – скважины глубокого бурения; 8-11 – тектонические элементы: 8 – региональные, 9 – надпорядковые, 10 – I-го порядка, 11 – II-го порядка; 12-18 – структуры: 12 – антиклинории, 13 – валы, 14 – поднятия, своды, 15 – моноклинали, ступени, моноклизы, структурные носы, 16 – прогибы, 17 – синеклизы, впадины, 18 – седловины, террасы



Малыгинской седловиной, входящей в Западно-Баренцевскую систему поднятий и прогибов. На востоке Альбановско-Горбовский порог ограничен Восточно-Баренцевской ступенью и Северо-Новоземельским прогибом. Северной границей Альбановско-Горбовского порога является южная граница сводового поднятия ЗФИ, входящего в состав Шпицбергенской антеклизы.

Альбановско-Горбовский порог включает в себя Западно-Альбановскую и Сальмскую ступени и Южно-Сальмскую седловину, отделяющую эти ступени от вала Трубятчинского.

*Восточно-Баренцевская ступень*. Она находится на северо-востоке района исследования и слабо изучена сейсморазведочными работами.

Северо-Новоземельский прогиб. Он граничит с Восточно-Баренцевской ступенью с севера и со ступенью мыса Желания, относящейся к Пайхойско-Новоземельской складчатой системе.

Кольско-Канинская моноклиза. Она расположена на юге площади и состоит из Тимано-Варангеровского складчато-надвигового пояса (в подошве осадочного чехла) и Кольско-Канинской моноклинали (в подошве осадочного чехла и в подошве верхнеюрских отложений). Ширина моноклизы около 140 км. На западе в норвежской части шельфа Кольско-Канинская моноклиналь переходит в Финмаркенскую моноклиналь.

Пайхойско-Новоземельская складчатая система. Она расположена на востоке площади. Она представлена Предновоземельской структурной областью и Новоземельским антиклинорием.

*Предновоземельская структурная область.* Она состоит из поднятий — мыса Желания и Южно-Адмиралтейского, а также Адмиралтейского мегавала.

#### Печорская плита

На юге Баренцевская плита граничит с Печорской плитой, на которой выделены Тиманская гряда, Малоземельско-Колгуевская моноклиза и Северо-Печороморская моноклиза.

Схема структурно-тектонического районирования в основном, характеризует собой строение верхнего структурного этажа по ОГ В ( $J_3v$ ), дополненное тектоническими элементами нижнего по ОГ VI(PR?) и среднего ОГ Ia ( $P_1$ –C?) структурных этажей в местах эрозионных срезов верхнеюрских отложений (см. рис. 6, рис. 7). Приведена иерархия тектонических элементов от региональных к надпорядковым, далее к тектоническим элементам I и II порядков (табл. 1, табл. 2, табл. 3).

# ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В рифейско-вендское время в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы формировались грабеновые структуры северо-западного простирания, которые получили развитие в Тимано-Канинско-Варангерском палеобассейне и в рифтах Мезенской синеклизы. Эти прогибы совпадают по направлению с палеорифтами Печорской плиты.

В позднем венде—раннем кембрии в результате байкальской складчатости произошла инверсия Тимано-Канинско-Варангерского прогиба и его последующий надвиг на Восточно-Европейскую платформу [8, 22, 35].

В кембрии—раннем силуре в обстановке пассивной континентальной окраины на территории Баренцевской плиты накапливались терригеннокарбонатные и карбонатные отложения мощностью 2–3 км.

Кембрийско-ордовикские отложения характеризуются низкой степенью дислоцированности на арх. Шпицберген и в Тимано-Печорской провинции. Это может свидетельствовать о слабой интенсивности каледонской орогении в этот период на всей площади Баренцевоморского шельфа.

В позднем силуре-среднем девоне преобладали растягивающие напряжения. В пределах Тимано-Канинских байкалид происходит унаследованное заложение системы девонских авлакогенов, на арх. Шпицберген – девонского грабена и в Центральной зоне поднятий – Демидовского грабена [2, 5, 6, 35]. В этот период происходит заложение сбросов северо-восточного простирания, которые имеют ортогональное положение относительно рифтов рифейского возраста.

Общая мощность кембрий—среднедевонского комплекса достигает 7 км (см. рис. 5, рис. 8).

В позднем девоне—раннем карбоне на Баренцевской плите происходит заложение Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Выявленные на его юго-восточном борту высокоамплитудные сбросы указывают на рифтовую природу происхождения бассейна [5, 35] (см. рис. 4, см. рис. 5).

Рис. 7. Сводная структурно-тектоническая схема Баренцева моря.

<sup>1</sup> – разломы; 2 – линия прекращения прослеживания ОГ ( $J_3$ v); 3 – линия прекращения прослеживания ОГ N<sub>1</sub>; 4 – скважины глубокого бурения; 5–10 – тектонические элементы: 5 – региональные, 6 – надпорядковые, 7–I-го порядка (достоверные), 8 – I-го порядка (предполагаемые), 9 – II-го порядка (достоверные), 10 – II-го порядка (предполагаемые); 11–18– структуры: 11 – антиклинории, складчато-надвиговые пояса и зоны, 12– валы, мегавалы, 13 – поднятия, своды, платформы, 14 – системы поднятий, структурные области, структурно-тектонические зоны, 15 – моноклинали, ступени, моноклизы, структурные носы, 16 – прогибы, 17– синеклизы, впадины, 18– седловины, террасы



$\mathbf{u}$	Таблица 1.	Схема	структурно-тектонического райониров	вания по кровле фундамента	ΟΓ VI(	PR?)	١.
--------------	------------	-------	-------------------------------------	----------------------------	--------	------	----

	А <sub>1</sub> — Шпицбергенская антеклиза
	А <sup>1</sup> <sub>1</sub> – Шпицбергенское сводовое поднятие
	A <sub>1</sub> <sup>2</sup> – поднятие Вербы
	A <sub>1</sub> <sup>3</sup> — Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь
	А <sub>1</sub> <sup>4</sup> – сводовое поднятие ЗФИ
	A <sub>2</sub> – Западно-Баренцевская региональная система поднятий и прогибов
	А <sup>1</sup> <sub>2</sub> – Западно-Кольская седловина
	А <sub>2</sub> <sup>2</sup> – поднятие Федынского
	А <sub>2</sub> <sup>3</sup> – Нордкапский прогиб
	А <sup>4</sup> <sub>2</sub> – Демидовская седловина
	А <sup>5</sup> <sub>2</sub> – Центральная зона поднятий
	А <sub>2</sub> <sup>5-1</sup> – свод Маловицкого
	А <sub>2</sub> <sup>5-2</sup> – Ферсмановская терраса
	А <sub>2</sub> <sup>6</sup> – Малыгинская седловина
	$A_2^{6-1}$ – поднятие Персея
	А <sup>6-2</sup> – Южно-Малыгинская ступень
	А <sub>2</sub> <sup>6-3</sup> – вал Пинегина
Баренцевская плита	А <sup>6-4</sup> – Восточно-Пинегинский прогиб
	А <sup>6-5</sup> – Северо-Малыгинская ступень
	А <sub>3</sub> – Восточно-Баренцевский мегапрогиб
	А <sup>1</sup> <sub>3</sub> – Южно-Баренцевская синеклиза
	$A_3^{1-1} - Мурманская ступень$
	А <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> – Северо-Мурманский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>1-3</sup> – Штокмановская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>1-4</sup> – Медвежья терраса
	А <sub>3</sub> <sup>1-5</sup> – Северо-Штокмановский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>1-6</sup> – Лудловско-Лунинская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2</sup> – Северо-Лунинский порог
	А <sup>3</sup> <sub>3</sub> – Северо-Баренцевская синеклиза
	А <sup>4</sup> <sub>3</sub> – Альбановско-Горбовский порог
	А <sub>3</sub> <sup>5</sup> – Восточно-Баренцевская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>6</sup> – Северо-Новоземельский прогиб
	А <sub>4</sub> – Кольско-Канинская моноклиза
	A <sup>1</sup> <sub>4</sub> – Тимано-Варангеровский складчато-надвиговый пояс
	А <sub>4</sub> <sup>2</sup> – Кольско-Канинская моноклиналь

## Таблица 1. Окончание

	Б <sub>1</sub> — Предновоземельская структурная область
	Б <sup>1</sup> – Южно-Адмиралтейское поднятие
	Б <sup>1-1</sup> — свод Крыловой
	Б <sup>1-2</sup> – седловина Седова
	Б <sup>1-3</sup> — Южно-Адмиралтейская седловина
	Б <sup>2</sup> – Адмиралтейский мегавал
Пайхой–Новоземельская	Б <sup>2-1</sup> – Восточно-Адмиралтейская ступень
складчатая система	Б <sup>2-2</sup> – Адмиралтейский вал
	Б <sup>2-3</sup> – Западно-Адмиралтейская ступень
	Б <sup>3</sup> – поднятие мыса Желания
	Б <sup>3-1</sup> – прогиб Иноземцева
	Б <sup>3-2</sup> – свод мыса Желания
	Б <sub>2</sub> – Новоземельский антиклинорий
	Б <sub>3</sub> – Кармакульский мегапрогиб
	В <sub>1</sub> — Тиманская гряда
	В <sup>1</sup> – Северо-Тиманский мегавал
	B <sub>2</sub> – Малоземельско-Колгуевская моноклиза
Печорская плита	В <sup>1</sup> <sub>2</sub> – Коргинская ступень
	В <sup>2</sup> <sub>2</sub> – Западно-Колгуевская моноклиналь
	В <sub>3</sub> – Северо-Печороморская ступень
	В <sub>4</sub> — Южно-Новоземельская складчатая область
Восточно-Европейская платформа	Γ <sub>1</sub> – Балтийский щит

На западном борту Баренцевоморского шельфа, сопряженном с блоками Центральной зоны поднятий, по геолого-геофизическим данным выполненных работ, подобных разломно-блоковых структур не прослеживается.

В позднем карбоне—ранней перми отмечается период стабилизации Баренцевоморского региона. В западной и центральной частях формируются мелководные условия осадконакопления и образование карбонатного шельфа.

В пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба сформировался палеобассейн с глубиной погружения до 1.5 км. Полагаем, что здесь происходило замещение карбонатов глинистыми разностями. В кунгуре—поздней перми начинается активизация тектонической деятельности, которая привела к смене обстановок осадконакопления с преимущественно карбонатного на терригенный. В Восточно-Баренцевский мегапрогиб поступало большое количество обломочного материала. Основным источником сноса были Уральские горы, образованные в результате герцинской складчатости. Частично отложения поступали с Балтийского щита. Мощность накопленных, в основном, верхнепермских пестроцветных терригенных пород составила [5, 35] 3–5 км (см. рис. 4, см. рис. 5).

Заполнение глубоководных впадин и прогибов в условиях лавинной седиментации продолжилось в триасе (см. рис. 4, см. рис. 5). В это время на юге-востоке накапливаются субконтинентальные прибрежно-морские фации, которые сменяются морскими фациями в северном направлении к арх. Шпицберген и арх. Земля Франца-Иосифа [2, 5, 35].

В раннем и среднем триасе продолжалось активное прогибание Южно-Баренцевской синеклизы. Оно связано с уплотнением пород нижней части коры в результате глубокого метаморфизма и большим внедрением магмы в нижние горизон-

Таблица 2.	Схема структурно-тектони	ческого районирования в	по ОГ $B(J_3v)$ .

	А2 – Западно-Баренцевская региональная система поднятий и прогибов
	А <sup>1</sup> <sub>2</sub> – Западно-Кольская седловина
	$A_2^2$ – поднятие Федынского
	А <sub>2</sub> <sup>3</sup> – Нордкапский прогиб
	А <sub>2</sub> <sup>4</sup> – Демидовская седловина
	А <sub>2</sub> <sup>5</sup> – Центральная зона поднятий
	$A_2^{5-1}$ – свод Маловицкого
	А <sub>2</sub> <sup>5-2</sup> – Ферсмановская терраса
	А <sub>2</sub> <sup>6</sup> – Малыгинская седловина
	А <sub>2</sub> <sup>6-1</sup> – поднятие Персея
	А <sub>2</sub> <sup>6-2</sup> – Малыгинский структурный нос
	А <sub>2</sub> <sup>6-3</sup> – Западно-Пинегинский прогиб
	А <sub>2</sub> <sup>6-4</sup> — вал Пинегина
	А <sub>3</sub> – Восточно-Баренцевский мегапрогиб
	А <sup>1</sup> <sub>3</sub> – Южно-Баренцевская синеклиза
	А <sub>3</sub> <sup>1-1</sup> – Мурманская моноклиналь
	А <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> – Куренцовская терраса
Баранцерская плита	А <sub>3</sub> <sup>1-3</sup> – Южно-Баренцевская впадина
Барспцевская плита	А <sup>1-4</sup> – Надеждинская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>2</sup> – Штокмановско-Лунинский порог
	А <sub>3</sub> <sup>2-1</sup> — Штокмановско-Ледовая терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-2</sup> – Северо-Штокмановский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>2-3</sup> — Лудловская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-4</sup> — Северо-Лудловская седловина
	А <sub>3</sub> <sup>2-5</sup> — Лунинская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-6</sup> – Медвежий вал
	А <sub>3</sub> <sup>2-7</sup> – Западно-Медвежинский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>3</sup> – Северо-Баренцевская синеклиза
	А <sub>3</sub> <sup>4</sup> – Альбановско-Горбовский порог
	А <sub>3</sub> <sup>4-1</sup> – Западно-Альбановская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>4-2</sup> – Сальмская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>4-3</sup> – Южно-Сальмская седловина
	А <sub>3</sub> <sup>4-4</sup> — вал Трубятчинского
	А <sub>3</sub> <sup>5</sup> – Восточно-Баренцевская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>6</sup> – Северо-Новоземельский прогиб
	А <sub>4</sub> – Кольско-Канинская моноклиза

	Б <sub>1</sub> – Предновоземельская структурная область
	Б <sup>1</sup> – ступень мыса Желания
Пайхой—Новоземельская складчата система	Б <sup>2</sup> – Адмиралтейский мегавал
	Б <sup>3</sup> – Южно-Адмиралтейская ступень
	Б <sub>2</sub> – Новоземельский антиклинорий
	В <sub>2</sub> – Малоземельско-Колгуевская моноклиза
	В <sup>1</sup> <sub>2</sub> – Коргинская ступень
печорская плита	В <sup>2</sup> – Западно-Колгуевская моноклиналь
	В <sub>3</sub> – Северо-Печороморская моноклиза
Восточно-Европейская платформа	Γ <sub>1</sub> – Балтийский щит

## Таблица 2. Окончание

ты осадочного чехла и консолидированную кору бассейна [1, 24, 29, 35].

Процессы растяжения в Южно-Баренцевской синеклизе оказывали влияние на Демидовскую седловину, выразившиеся интенсивным прогибанием и, вероятно, внедрением магм в верхнюю кору. Центральная зона поднятий и свод Федынского в этот период характеризуются медленным погружением и невысокими темпами осадконакопления [5, 35].

На рубеже позднего триаса-юры главные тектонические процессы, определяющие геодинамический режим Баренцевоморского региона, происходили в области Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса. Активный орогенез привел к интенсивному сжатию восточного борта Восточно-Баренцевского мегапрогиба и образованию сдвиго-надвиговых чешуй и складок (см. рис. 4, см. рис. 5).

Транспрессия сопровождалась обильным внедрением мантийного вешества в шельфовой области и на арх. ЗФИ в виде силлов основного состава, на Новоземельском орогене она сопровождалась внедрением гранитоидов [2, 13, 14, 25, 29, 36]. Ширина зоны деформации варьируется от 30 до 150 км. В это время происходит активное становление Новоземельского складчатого сооружения (киммерид) и Восточно-Баренцевского мегапрогиба, ортогонально наложенных на древние структурные элементы. В конце позднего триаса произошел перерыв (рэтский век) в осадконакоплении на обширной площади Баренцевоморского шельфа [5, 35]. Суммарная мощность триаса составляет от первых десятков метров на бортовых и приподнятых частях до 8 км в прогибах и впадинах.

В юрско-меловое время произошла стабилизация тектонических движений и частично унаследованное воздымание ранее возникшего Новоземельского орогена (см. рис. 4, см. рис. 5).

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

Терригенный материал, поступавший с востока, юга и севера, постепенно заполнил обширный шельфовый бассейн [2].

В поздней юре завершается становление структурного плана Баренцевоморского региона: обособляются Южно- и Северо-Баренцевские синеклизы за счет появления Штокмановско-Лунинского порога. Устанавливается режим бескислородного осадконакопления. В этой обстановке формировались насыщенные органикой черные глины [5, 29, 35]. Суммарная мощность юрских отложений – до 2 км.

В раннем мелу Баренцево море характеризовалось эпиконтинентальным режимом с шельфовыми условиями осадконакопления. С апт—альбского времени темпы седиментации в Восточно-Баренцевском мегапрогибе и на прилегающей площади Центральной зоны поднятий заметно снижаются. Этот период характеризуется относительной стабилизацией тектонического режима. В конце позднего мела началось раскрытие Евразийского океанического бассейна, что привело к подъему (uplift) территории Баренцевского шельфа. В этот период рассматриваемая площадь подверглась длительной эрозии ранее накопленных отложений [2, 5, 35]. Общая мощность меловых отложений достигает 2 км.

# ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

В результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и данных бурения скважин, палеоструктурного и палеотектонического анализов в истории геологического развития Баренцевоморского региона определены две основные стадии: стадия становления фундамента Баренцевской плиты и эпиплатформенная стадия.

Таблица 3.	Сволная структурно-тектоническая схема по	$O\Gamma VI(PR?)$	$Ia(P_1 - C')$	$P = B(L_v)$	$L_{(N_i)}$
I a offinique of	eboginan erpjikijpilo rektolili leekan ekema no	01 ,1(110)	$, \mathbf{u}(\mathbf{r}) = \mathbf{v}$	J, D(0 (1))	, <b>-</b> 4(+ · )/·

ruomių or eboginas erpykrypno r	
	А <sub>1</sub> — Шпицбергенская антеклиза
	А <sup>1</sup> <sub>1</sub> – Шпицбергенское сводовое поднятие
	A <sub>1</sub> <sup>2</sup> – поднятие Вербы
	А <sup>3</sup> <sub>1</sub> – Восточно-Шпицбергенская впадина
	А <sup>4</sup> <sub>1</sub> – Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь
	$A_1^5$ – сводовое поднятие ЗФИ
	А <sub>2</sub> – Западно-Баренцевская региональная система поднятий и прогибов
	А <sup>1</sup> <sub>2</sub> – Западно-Кольская седловина
	$A_2^2$ – поднятие Федынского
	А <sub>2</sub> <sup>3</sup> – Нордкапский прогиб
	А <sub>2</sub> <sup>4</sup> – Демидовская седловина
	А <sub>2</sub> <sup>5</sup> – Центральная зона поднятий
	А <sub>2</sub> <sup>5-1</sup> – свод Маловицкого
	А <sub>2</sub> <sup>5-2</sup> – Ферсмановская терраса
	А <sub>2</sub> <sup>6</sup> – Малыгинская седловина
	А <sub>2</sub> <sup>6-1</sup> – поднятие Персея
	А <sub>2</sub> <sup>6-2</sup> – Южно-Малыгинский структурный нос
	А <sub>2</sub> <sup>6-3</sup> – Западно-Пинегинский прогиб
Баренцевская плита	$A_2^{6-4}$ — вал Пинегина
	А <sub>2</sub> <sup>6-5</sup> – Восточно-Пинегинский прогиб
	А <sub>2</sub> <sup>6-6</sup> – Северо-Малыгинская ступень
	А <sub>3</sub> – Восточно-Баренцевский мегапрогиб
	А <sub>3</sub> – Южно-Баренцевская синеклиза
	$A_3^{-1}$ — Мурманская моноклиналь
	А <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> – Куренцовская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>1-5</sup> – Южно-Баренцевская впадина
	А <sub>3</sub> <sup>1-4</sup> – Надеждинская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>2</sup> – Штокмановско-Лунинский порог
	А <sub>3</sub> <sup>2-1</sup> – Штокмановско-Ледовая терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-2</sup> – Северо-Штокмановский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>2-3</sup> – Лудловская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-4</sup> – Северо-Лудловская седловина
	А <sub>3</sub> <sup>2-3</sup> – Лунинская терраса
	А <sub>3</sub> <sup>2-6</sup> – Медвежий вал
	А <sub>3</sub> <sup>2-7</sup> – Западно-Медвежинский прогиб
	А <sub>3</sub> <sup>3</sup> – Северо-Баренцевская синеклиза

# Таблица 3. Продолжение

	А <sup>4</sup> <sub>3</sub> – Альбановско-Горбовский порог
	А <sub>3</sub> <sup>4-1</sup> – Западно-Альбановская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>4-2</sup> – Сальмская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>4-3</sup> – Южно-Сальмская седловина
Баренцерская плита	А <sub>3</sub> <sup>4-4</sup> – вал Трубятчинского
Баренцевская плита	А <sup>5</sup> <sub>3</sub> – Восточно-Баренцевская ступень
	А <sub>3</sub> <sup>6</sup> – Северо-Новоземельский прогиб
	А <sub>4</sub> – Кольско-Канинская моноклиза
	A <sup>1</sup> <sub>4</sub> – Тимано-Варангеровский складчато- надвиговый пояс
	А <sub>4</sub> <sup>2</sup> – Кольско-Канинская моноклиналь
	Б <sub>1</sub> – Предновоземельская структурная область
Пайхой–Новоземельская	Б <sup>2</sup> – Адмиралтейский мегавал
складчатая система	Б <sup>3</sup> – Южно-Адмиралтейская ступень
	Б <sub>2</sub> – Новоземельский антиклинорий
	В <sub>1</sub> – Тиманская гряда
	В <sup>1</sup> – Северо-Тиманский мегавал
	B <sub>2</sub> – Малоземельско-колгуевская моноклиза
	В'2 – Коргинская ступень
	В <sup>2</sup> <sub>2</sub> – Западно-Колгуевская моноклиналь
	В <sup>2</sup> <sub>2</sub> – Восточно-Колгуевская структурная область
	В <sup>4</sup> – Малоземельская моноклиналь
	В <sub>3</sub> – Северо-Печороморская моноклиза В₄ – Печоро-Колвинский авлакоген
	$B_{4}^{l} - Денисовский прогиб$
	В <sup>2</sup> – Колвинский мегавал
Печорская плита	В <sub>5</sub> – Хорейверско-Печороморская синеклиза
	В <sup>1</sup> – Русская моноклиналь
	B <sup>2</sup> <sub>5</sub> — Хорейверская впадина
	B <sup>3</sup> <sub>5</sub> – Варандей-Адзьвинская структурно-тектоническая зона
	В <sub>6</sub> – Припайхойско-Приюжноновоземельский мегапрогиб
	В <sup>1</sup> – Южно-Приновоземельский прогиб
	B <sub>6</sub> <sup>2</sup> – Вашуткина-Талотинская складчато-надвиговая зона
	B <sup>3</sup> <sub>6</sub> – Русановская складчато-надвиговая зона
	В <sub>6</sub> <sup>4</sup> – Коротаихинская впадина
	В <sup>5</sup> — Васьягинско-Сабриягинская складчато-надвиговая зона
	В <sub>7</sub> – Ижма-Печорская синеклиза
Восточно-Европейская платформа	$\Gamma_1 -$ Балтийский щит

# Таблица 3. Окончание

	A <sub>2</sub> – Западно-Баренцевская региональная система поднятий и прогибов
	А <sup>1Н</sup> – прогиб Тидлибанкен
	А <sub>2</sub> <sup>3H</sup> – Нордкапский прогиб
	А <sub>2</sub> <sup>4H</sup> – моноклиналь Бьярмелэнд
	А <sub>2</sub> <sup>5H</sup> – поднятие Централбанкен
Баренцевская плита в северо-западной	<ul> <li>А<sub>2</sub><sup>6H</sup> – система поднятий северо-западной (норвежской) части</li> <li>Баренцевоморского шельфа</li> </ul>
(норвежской) части	А <sup>6-7Н</sup> — поднятие Гарденбанкен
Баренцевоморского шельфа	А <sub>2</sub> <sup>6-8Н</sup> — прогиб Ольги
	А <sup>6-9Н</sup> — поднятие Хопен
	А <sup>6-10Н</sup> – поднятие Сторбанкен
	А <sup>6-11Н</sup> — моноклиналь Короля Карла
	А <sub>4</sub> – Кольско-Канинская моноклиза
	А <sub>4</sub> <sup>2Н</sup> — платформа Финмарк

Эпиплатформенная стадия или стадия формирования осадочного чехла включает в себя следующие этапы развития (см. рис. 8, рис. 9):

I — этап континентального рифтогенеза в раннем—среднем палеозое;

II – позднепалеозойский этап стабилизации;

III – раннемезозойский этап тектогенеза;

IV – среднемезозойский этап термического проседания;

V – позднеюрский этап стабилизации;

VI – меловой этап прогибания;

VII – кайнозойский этап подъема (uplift).

# Стадия становления фундамента (сжатие в позднем протерозое)

Фундамент Баренцевоморского региона представляет собой отдельные крупные блоки и соединяющие их ослабленные линейные зоны рифейско-раннепалеозойской (доордовикской) и реже дорифейской консолидации [7]. Одновременно существует мнение, что пояс каледонских структур (деформаций), которые выделяются в юго-западной части Баренцева моря, был наложен на северную (акваториальную) часть Печорской плиты [20]. Это позволяет допустить, что бассейны Баренцева моря были заложены на коре, затронутой каледонскими деформациями [16, 20, 36]. В наиболее погруженных частях Баренцевоморского региона, где глубина залегания основания достигает 20 км и более, не исключено наличие коры переходного типа, которая образовалась вследствие глубокой переработки фундамента в палеозое-мезозое [12].

Фундамент гренвильского возраста встречен в обнажениях на о. Северный арх. Новая Земля. Он выполнен комплексом мраморов и кристаллических сланцев с амфиболитами. Видимая мощность кристаллического основания 1100 м [7]. Развитие фундамента эпохи байкальской складчатости предполагается в области Баренцевской (Свальбардской) плиты в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса [12].

На Кольском п-ове кристаллическое основание имеет блоково-глыбовое строение и выполнено комплексом пород архей—протерозойского возраста. Видимая мощность пород фундамента превышает 10 км [4].

На п-ове Рыбачий кристаллический фундамент состоит из архейских плагиогнейсов, плагиогранитов и долеритов вскрытой мощностью 3100 м [22, 31].

На о. Земля Александры (арх. ЗФИ) в скв. Нагурская-1 вскрыты породы фундамента протерозойского возраста. Они представлены микрокварцитами, филлитами и кварцит-силицитовыми микросланцами мощностью 1309 м [4, 29].

На арх. Шпицберген фундамент представлен архей—нижнепротерозойскими гранат-биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с подчиненным количеством мраморов, кальцифиров и кварцитов, а также верхнепротерозойским комплексом слюдяных и гранат-слюдяных сланцев. Мощность толщи составляет не менее 5 км [11].



ГЕОТЕКТОНИКА

Nº 6

2023



*I* – песок, песчаник; *2* – алевролит, алеврит; *3* – глины, аргиллит; *4* – известняки; *5* – доломиты; *6* – мергель; *7* – глинистые сланцы; *8* – силлы (габбро-долериты); 9— туфопесчаники; 10— гипсы, ангидриты; 11— прослои и линзы углей; 12— нерасчлененные образования (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, интрузивные породы и др.); 13 – прибрежно-морские фации; 14 – мелководно-морские фации; 15 – глубоководные фации; 16 – кристаллический фундамент; 17 – нефтегазоматеринская толща; 18 – коллектор; 19 – покрышка; 20–21 – залегания: 20 – согласные, 21 – несогласные Таким образом, фундамент Баренцевской (Свальбардской) плиты представляет собой систему блоков с преимущественно рифейско-раннепалеозойской консолидацией, различающихся возрастом и интенсивностью преобразований [35] (рис. 10).

Наличие разновозрастных и занимающих различное гипсометрическое положение блоков в фундаменте Баренцевской (Свальбардской) плиты оказало определяющее влияние на развитие седиментационных бассейнов региона.

#### Эпиплатформенная стадия

Для Баренцевоморского региона эпиплатформенная стадия возникла под влиянием интенсивного процесса рифтогенеза [2, 3, 7, 13, 16, 24, 27, 34].

В рельефе поверхности фундамента выделяются контуры палеорифтовой системы, состоящей из Южно- и Северо-Баренцевских впадин с глубинами 16–20 км и разделенных Штокмановско-Лунинской перемычкой (см. рис. 6). При этом основную часть осадочно-вулканогенного выполнения (до 10–14 км) палеорифтовой системы составляют терригенные отложения верхней перми—триаса.

В подстилающей толще уверенно прослеживаются отложения перми-карбона (Ia ( $P_1$ -C?)) и верхнего девона (III<sub>3</sub> ( $D_3$ )). Однако, возраст и генезис нижележащей толщи до сих пор являются предметом научных дискуссий, особенно в части наличия в ее составе нижнепалеозойских отложений [30, 34].

Стратиграфическая привязка более древних отражающих горизонтов является достаточно проблематичной не только из-за отсутствия данных бурения, но и в связи с большой глубиной залегания осадочного чехла, затрудняющего изучение его глубинных горизонтов, что приводит к отсутствию непрерывной корреляции сейсмических данных [32].

Этап (I) континентального рифтогенеза в раннемсреднем палеозое. Континентальный рифтогенез ордовикско-ранне-среднедевонского времени привел к образованию авлакогенов. Положение, простирание и время образования авлакогенов, в некоторой степени, отличаются у разных исследователей.

По мнению А.В. Ступаковой [24–26] таким авлакогеном является Центрально-Баренцевский авлакоген субширотного простирания силурийско-девонского возраста, пересекающий арх. Новая Земля в районе Кармакульского прогиба.

В работе И.С. Грамберга [8] выделен Баренцево-Ямальский мегапрогиб северо-западного простирания, уходящий через Кармакульский прогиб в Карское море.

Однако, Южно-Баренцевский рифт значительно отличается по простиранию от субширотного Центрально-Баренцевского авлакогена [24–26] и от северо-западного простирания Баренцево-Ямальского мегапрогиба [8], но все эти варианты рифтов, включая наш вариант, объединяет раннепалеозойское время заложения силурийско-девонское [24–26] и рифей-кембрийское [8].

В работе Е.А. Маргулис рифт имеет название Центрально-Новоземельского рифта среднепалеозойского-позднедевонского заложения. Он протягивается через Южно-Баренцевскую синеклизу и арх. Новая Земля в северо-восточном направлении [13, 14]. Положение и простирание выделенного по нашим исследованиям Южно-Баренцевского рифта и наличие Кармакульского мегапрогиба совпадает с представлениями Е.А. Маргулис [13, 14]. Различия состоят во времени заложения рифта — раннепалеозойский по нашим работам и среднедевонский по мнению Е.А. Маргулис [13, 14].

По типам континентальных рифтовых зон, выделяемых Е.Е. Милановским [15], эти рифты относятся к ступенчатым грабенам и вместе с горстом Крыловой формируют клавиатуру блоков. Южно-Баренцевский и Кармакульский раннесреднепалеозойские рифты нарушены сбросами с амплитудами около 400—1000 м.

Позднепалеозойский этап (II) стабилизации. Позднедевонско-каменноугольный (раннепермский) этап развития для восточной части Баренцевоморского шельфа явился этапом стабилизации (ослабление тектонической деятельности), в течение которого на значительной части площади на эродированной поверхности нижне-среднепалеозойских отложений в мелководных условиях формировались карбонатные платформы и образовывались эвапоритовые бассейны (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 5).

В пределах Восточно-Баренцевского мегапрогиба существовал палеобассейн с глубиной погружения до 1.5 км. Режим растяжения сохранялся в норвежской части Баренцева моря, в частности, – в Нордкапском прогибе.

В позднем девоне завершилась рифтовая активизация на Печорской плите и ее продолжении в

Рис. 9. Этапы тектонического развития Баренцевоморского шельфа.

*<sup>1–3</sup>* – фации: *1* – прибрежно-морские, *2* – мелководно-морские, *3* – глубоководные; *4* – кристаллический фундамент; *5* – песок, песчаник; *6* – алевролит, алеврит; *7* – глины, аргиллиты; *8* – известняки; *9* – прослои и линзы углей; *10* – гнейсы (нерасчлененные образования); *11* – зона отсутствия отложений







девонско-каменноугольные; 8-9- кора: 8- верхняя, 9- нижняя; 10- мантия, 11- граница между: a- верхней и нижней корой,  $\delta-$  мантией; 12- кривая *15-16* – кривая локальной составляющей: *15* – аномального магнитного поля силы тяжести в редукции Буге, *16* – аномального магнитного поля; *17* – отражающие горизонты; *18* – предполагаемые эвапориты; *19* – дизъюнктивные нарушения; *20* – магнитоактивные источники; *21* – положение верхних кромок *I*–7 – отложения: *I* – палеозойско–кайнозойские, 2 – меловые–неоген–четвертичные, 3 – юрские, 4 – триасовые, 5 – пермские, 6 – пермские, 7 – верхненаблюденного аномального магнитного поля; 13 – гравитационный эффект от модели; 14 – границы модельных блоков различной плотности по данным 2D; магнитоактивных источников акваторию Баренцева моря. В настоящее время наиболее распространено мнение о допозднефранском времени рифтогенеза в восточном секторе Баренцева моря. Обоснованием этого является сейсмостратиграфическая экстраполяция опорных сейсмических горизонтов Печорской плиты в пределы Южно-Баренцевской впадины и соответствующая временная привязка тектонических событий [32].

В кунгуре-поздней перми происходила активизация тектонической деятельности, которая привела к смене обстановок осадконакопления с преимущественно карбонатного на терригенный. В Восточно-Баренцевский мегапрогиб поступало большое количество обломочного материала. Главным источником сноса были Уральские горы, образованные в результате герцинской складчатости. Частично отложения поступали с Балтийского щита. Мощность накопленных, в основном, верхнепермских пестроцветных терригенных пород составила 3–5 км.

Одновременно в западной (норвежской) части Баренцевской плиты широкое развитие получили средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры. На Шпицбергене с девона по средний карбон был сформирован крупный окраинно-континентальный Западно-Шпицбергенский грабен. Позднедевон-раннекарбоновая фаза растяжения, охватившая всю западную часть Баренцева моря, привела к образованию Нордкапского прогиба, прогиба Ольги, Девонского грабена и складчатым деформациям на арх. Шпицберген [45, 53].

После этих событий на временном отрезке карбон—поздняя пермь в западной части Баренцева моря установился платформенный режим с развитием обширного карбонатного шельфа. Это позволяет говорить о проградации единой грабен-рифтовой системы от Печорской плиты (поздний кембрий—ранний девон) через Южно-Баренцевскую впадину (ордовик—средний девон) в западную часть Баренцевской плиты (поздний девон—ранний карбон) [32, 34].

Этап (III) раннемезозойского континентального рифтогенеза. Пермско-ранне-среднетриасовый этап характеризуется началом столкновения Южно-Карской и Баренцевской плит, что привело к образованию раннекиммерийского (на рубеже триаса и юры) Пайхой-Новоземельского орогена, осложненного взбросами и взбросо-надвигами [7, 8, 24–26, 32, 43, 44].

В тылу протяженной зоны транспрессионных деформаций происходило формирование меридионально вытянутого Восточно-Баренцевского рифтогенного мегапрогиба, ортогонально наложенного на структуру ранне-среднепалеозойского рифта. В результате этого в южной части площади был образован тектонический узел при пересечении древней ранне-среднепалеозойской и наложенной пермско-триасовой рифтовых систем.

Стремительное погружение фундамента Восточно-Баренцевского мегапрогиба, сопровождаемое быстрым нарастанием мощности до 10–12 км верхнепермско-триасовых отложений, привело к обособлению тектонических элементов восточной части Баренцевской плиты от ее западной части (Центрально-Баренцевская зона поднятий) до Тимано-Печорской плиты (Мурманско-Куренцовская флексурно-сбросовая зона).

Накопление отложений происходило в условиях лавинной седиментации и внедрения магм основного состава. Некомпенсированная природа Южно-Баренцевского бассейна в позднепермское время подчеркивается клиноформной проградацией в западном направлении [32]. Основными источниками сноса осадков на протяжении всего триаса являлись Уральская, Балтийская и Западно-Шпицбергенская палеосуши, а также Североземельское горное сооружение и Тиманский кряж [3, 9, 18].

На большей части исследуемой площади комплекс триаса залегает с размывом на разновозрастных породах карбона—перми. На Адмиралтейском поднятии и на западе арх. Новая Земля наблюдается постепенный переход от пермских карбонатных отложений к терригенным триасовым. В триасовых отложениях Баренцевоморского шельфа по материалам сейсморазведочных работ выделяются многочисленные динамически выраженные субсогласно и несогласно залегающие специфические отражения группы "α", связанные с пластовыми интрузиями (силлов) габбро-долеритового состава. Подобные интрузии распространены на арх. Земля Франца-Иосифа.

В поздней перми—начале триаса происходит резкая смена обстановок осадконакопления, главным образом, с карбонатного на терригенное. Это связано с активной орогенией Уральского складчатого пояса (герцинская складчатость). С юга—юго-востока на север в условиях лавинной седиментации происходило продвижение мощного комплекса дельтовых, авандельтовых разностей, а также образование подводных конусов выноса [43]. По мере удаления от источников сноса на север континентальные отложения замещаются лагунно-континентальными (Северо-Кильдинская площадь) отложениями.

В центральной и северной частях региона предполагается зона субмеридионального простирания, где накапливались морские фации (Арктическая, Лудловская площади и арх. ЗФИ). Размеры и глубина залегания зон менялись на всем триасовом этапе [3, 13, 14, 36].

Этап (IV) среднемезозойского этапа термического проседания. В раннем и среднем триасе продолжалось активное прогибание Южно-Ба-
ренцевской синеклизы одновременно с ростом Новоземельского орогена [49]. Мощность отложений триаса в Южно-Баренцевской синеклизе на профиле KS104 равна 6 км (см. рис. 5, ж). Центральная зона поднятий и свод Федынского в этот период характеризуются медленным погружением и невысокими темпами осадконакопления [2, 3].

На рубеже позднего триаса-юры главные тектонические процессы, определяющие геодинамический режим Баренцевоморского региона, смещаются в область Пайхой-Новоземельского складчатого пояса. Активный орогенез привел к интенсивному сжатию восточного борта Восточно-Баренцевского мегапрогиба и образованию сдвиго-надвиговых чешуй и складок. Транспрессия сопровождалась на Новоземельском орогене внедрением гранитоидов [13, 14, 21, 25, 27]. Ширина зоны деформации варьируется от 30 до 150 км. В тылу (на западе) зоны регионального сжатия продолжалось формирование субмеридионально расположенного Восточно-Баренцевского мегапрогиба, ортогонально наложенного на древние структурные элементы.

Позднеюрский этап (V) стабилизации. В юрско-меловое время произошла стабилизация тектонических движений и частично унаследованное воздымание ранее возникшего Новоземельского орогена. Терригенный материал, поступавший с востока, юга и севера, постепенно заполнил обширный Баренцевоморский шельфовый бассейн [2]. В поздней юре завершается становление структурного плана Баренцевоморского региона: обособляются Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская синеклизы за счет появления Штокмановско-Лунинского порога, формирование которого было начато в триасе.

Позднеюрский этап заключается в обширной региональной трансгрессии с накоплением глинистых толщ и выражен на сейсмических разрезах опорными сейсмическими горизонтами в кровле и в подошве верхнеюрских глин. Морской режим седиментации присутствовал практически на всей площади Баренцевоморского шельфа. Устанавливается режим бескислородного осадконакопления. Морской режим осадконакопления привел к отложению преимущественно глинистых и карбонатно-кремнисто-глинистых разностей с высоким содержанием органического вещества [3, 13, 14, 36]. Суммарная мощность юрских отложений – до 2 км.

**Меловой этап (VI).** Меловой этап развития характеризуется дальнейшим прогибанием Восточно-Баренцеского мегапрогиба и некомпенсированным осадконакоплением в неокоме (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 5).

В раннем мелу Баренцево море характеризовалось эпиконтинентальным режимом с шельфовыми условиями осадконакопления. С апт—альбского времени темпы седиментации в Восточно-Баренцевском мегапрогибе и на прилегающей площади Центральной зоны поднятий заметно снижаются. Этот период характеризуется относительной стабилизацией тектонического режима [40].

Накопление клиноформ в неокоме в Южно-Баренцевской синеклизе осуществлялось, в основном, при сносе осадков с арх. Новая Земля и, частично, — с поднятий Федынского и Ферсмановской террасы. Область схождения встречных клиноформ расположена на западном склоне Южно-Баренцевской синеклизы. На севере снос осадков в нижнем мелу предполагается с арх. Земля Франца-Иосифа (см. рис. 2, см. рис. 4, см. рис. 5). Общая мощность меловых отложений достигает 2 км.

В конце позднего мела началось раскрытие Евразийского океанического бассейна, что привело к подъему (uplift) Баренцевоморского шельфа. В этот период площадь Баренцевоморского региона подверглась длительной эрозии ранее накопленных отложений, которая продолжилась в кайнозое [2, 3, 18, 32].

Кайнозойский этап (VII) подъем Баренцевоморского шельфа. В конце позднего мела началось раскрытие Евразийского океанического бассейна. В этот период рассматриваемая площадь подверглась длительной эрозии ранее накопленных отложений. Отсутствие на бортах Восточно-Баренцевского мегапрогиба и его обрамлении позднемелового комплекса и на большей площади района палеогенового комплекса подтверждает продолжительное воздымание площади. На северо-западе российского сектора Баренцевоморского шельфа в кайнозое, одновременно с образованием Северного Ледовитого океана, сформирована Восточно-Шпицбергенская впадина с мощностью осадков эоцена–плиоцена, достигающей 2500 м.

В плиоцене происходит прогибание региона и возобновление седиментации. Вскрытая мощность пород плиоцен—четвертичного возраста — не более 110 м.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексная интерпретация полевых и ретроспективных геофизических данных, включающих сейсморазведку МОВ ОГТ 2D, гравиметрию надводную, дифференциальную магнитометрию, и данных глубокого бурения позволила нам выполнить следующие исследования.

Мы провели палеоструктурный анализ и выделили следующие региональные тектоно-стратиграфические единицы, разделенные несогласиями и перерывами в седиментации:

 – палеозойский комплекс (между горизонтами VI(PR?) и I<sub>2</sub>(P–T)); — триасовый комплекс (между горизонтами  $(I_2(P-T) и O\Gamma D(T-J));$ 

— юрский комплекс (между горизонтами Б(T-J) и  $B'(J_3-K_1)$ );

 мел-кайнозойский комплекс (между горизонтом В'(J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>) и дном Баренцева моря.

Авторами настоящей статьи разработана тектоническая модель Баренцевоморского региона, включающая в себя элементы всех структурных этажей с подэтажами с основой по ОГ  $B(J_3v)$ , дополненная в областях эрозионных срезов верхнеюрских отложений тектоническими элементами по другим уровням — ОГ VI(PR?),  $L_4(N_1)$  и  $Ia(P_1-C?)$ . Мы провели сопоставление тектонических элементов норвежской и российской частей Баренцева моря и уточнили границы ранее известных тектонических элементов региональных, надпорядковых, I-го и II-го порядков.

В проведенном исследовании выделены новые тектонические элементы:

 Западно-Баренцевская региональная система поднятий и прогибов;

- поднятие Вербы;

 Восточно-Шпицбергенская присклоновая моноклиналь (в подошве осадочного чехла);

 Восточно-Шпицбергенская впадина (в кайнозое);

 Северо-Лунинский порог (в подошве осадочного чехла);

 Южно-Адмиралтейское поднятие со сводом Крыловой;

 Кармакульский прогиб (в подошве осадочного чехла).

Выполнен палеотектонический анализ и установлены основные этапы развития Баренцева моря:

I – Компрессионное сжатие в позднем протерозое связано с столкновением Баренцево-Карской плиты и Восточно-Европейской платформы, в результате чего произошла инверсия рифейского Тимано-Канинско-Варангерского прогиба и его последующий надвиг на Восточно-Европейскую платформу.

Континентальный рифтогенез в раннем-среднем палеозое привел к образованию рифтогенного Южно-Кармакульского мегапрогиба северовосточного простирания, имеющего тесную связь с тектоническими элементами Печорской плиты (Печоро-Колвинским авлакогеном) и образуя с ними единую рифтогенную систему.

II – Позднепалеозойская стабилизация выразилась в формировании в мелководных условиях верхнедевонско-каменноугольной (нижнепермской) карбонатной платформы. В кунгуре–поздней перми наблюдается активизация тектонической деятельности, которая привела к смене об-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

становок осадконакопления с преимущественно карбонатного на терригенный.

III – Раннемезозойский этап тектогенеза выразился в начале формирования меридионально вытянутого Восточно-Баренцевского рифтогенного мегапрогиба, ортогонально наложенного на структуру нижне-среднепалеозойского рифта, в тылу протяженной Пайхойско-Новоземельской зоны транспрессионных деформаций. Стремительное погружение фундамента Восточно-Баренцевского магапрогиба, сопровождаемое быстрым ростом толщины (до 10-12 км) верхнепермско-триасовых отложений привело к обособлению тектонических элементов восточной части Баренцевской плиты от ее западной части (Центрально-Баренцевская зона поднятий) и Тимано-Печорской плиты (Мурманско-Куренцовская флексурно-сбросовая зона).

IV – Среднемезозойский этап термического проседания характеризуется продолжением активного прогибания Восточно-Баренцевской синеклизы с одновременным ростом Новоземельского киммерийского орогена. Образование этих крупных тектонических элементов сопровождалось обильным внедрением мантийного вещества в шельфовой области и на арх. ЗФИ в виде силлов основного состава, а на Новоземельском орогене – гранитоидами.

V – Позднеюрский этап стабилизации привел к завершению становления современного структурного плана Баренцевоморского региона: обособляются Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская синеклизы за счет появления Штокмановско-Лунинского порога, формирование которого было начато в триасе.

VI — Меловой этап прогибания характеризуется относительной стабилизацией тектонического режима, дальнейшим прогибанием Восточно-Баренцквского мегапрогиба и некомпенсированным осадконакоплением в неокоме.

VII — Кайнозойский подъем (uplift) был связан с активным раскрытием Северного Ледовитого океана, что привело к доплиоценовому подъему большей части Баренцевоморского региона со значительным пригибанием фундамента до глубины 3 км на северо-западе российской части Баренцевоморского шельфа. В плиоцене произошло прогибание региона и возобновление седиментации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обобщения имеющихся геологогеофизических данных нами предложен новый сценарий тектонической истории восточной части Баренцевоморского региона.

Стадия становления фундамента Баренцевской (Свальбардской) плиты преимущественно рифейско-раннепалеозойской консолидации оказала определяющее влияние на развитие седиментационных бассейнов региона.

Эпиплатформенная стадия для Баренцевоморского региона сформировалсь под влиянием интенсивных процессов рифтогенеза.

Континентальный рифтогенез ордовикско– ранне-среднедевонского времени привел к образованию авлакогенов. Наиболее ярко в структурном плане выражены Южно-Баренцевский и Кармакульский рифтогенные бассейны, разделенные сводом Крыловой высотой >3 км. По нашим построениям ранне-среднепалеозойская Южно-Баренцевская рифтогенная область прогибания имела северо-восточную направленность. И, вероятнее всего, являлась ответвлением тектонических элементов Печорской плиты (Печоро-Колвинским авлакогеном и др.), ориентированным в северо-западном направлении, образуя единую рифтогенную систему.

Позднедевонско-каменноугольный (нижнепермский) этап развития для восточной, российской, части Баренцевоморского шельфа явился этапом стабилизации (ослабление тектонической деятельности), в течение которого на значительной части площади на эродированной поверхности нижне-среднепалеозойских отложений в мелководных условиях формировались карбонатные платформы и образовывались эвапоритовые бассейны. Одновременно в западной (Норвежской) части Баренцевской плиты широкое развитие получили средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры (Нордкапский прогиб, прогиб Ольги, Девонский грабен и др.). Это позволило предположить проградацию единой грабен-рифтовой системы от Печорской плиты (поздний кембрий-ранний девон) через Южно-Баренцескую впадину (ордовик-средний девон) в западную часть Баренцевской плиты (поздний девонранний карбон).

Пермско-ранне-среднетриасовый этап характеризуется началом столкновения Южно-Карской и Баренцевской плит, что привело к образованию раннекиммерийского (на рубеже триаса и юры) Пайхой-Новоземельского орогена, осложненного взбросами и взбросо-надвигами. В тылу протяженной зоны транспрессионных деформаций происходило формирование меридионально вытянутого Восточно-Баренцевского рифтогенного мегапрогиба, ортогонально наложенного на структуру ранне-среднепалеозойского рифта.

В раннем и среднем триасе продолжалось активное прогибание Южно-Баренцевской синеклизы, одновременно с ростом Новоземельского орогена. На рубеже позднего триаса—юры главные тектонические процессы, определяющие геодинамический режим Баренцевоморского региона, смещаются в область Пайхой-Новоземельского складчатого пояса. В тылу зоны регионального сжатия продолжалось формирование субмеридионально расположенного Восточно-Баренцевского мегапрогиба, ортогонально наложенного на древние структурные элементы.

В юрско-меловое время произошла стабилизация тектонических движений и частично унаследованное воздымание ранее возникшего Новоземельского орогена. В поздней юре завершается становление структурного плана. Обособляются Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская синеклизы за счет появления Штокмановско-Лунинского порога, формирование которого было начато в триасе.

В конце позднего мела началось раскрытие Евразийского океанического бассейна, что привело к подъему (uplift) Баренцевоморского шельфа. В эоцене образована Восточно-Шпицбергенская впадина, сопряженная с котловиной Нансена и заполненная 2500-метровой толщей осадков. В этот период рассматриваемая площадь подверглась длительной эрозии ранее накопленных отложений. В плиоценовую эпоху произошло прогибание региона и возобновление седиментации.

*Благодарности.* Авторы благодарны сотрудникам АО "СМНГ"–АО "Росгеология" (г. Мурманск, Мурманская обл., Россия) О.Н. Кот, Г.Г. Крюковой, С.А. Поповой, Е.Н. Сорокиной, А.А. Сумароковой, И.И. Никончук, Т.С. Жегалкиной, Л.И. Кожевниковой, О.А. Васильевой, участвовавшим в 2022 г. в обобщении материалов геофизических работ на российском шельфе Баренцева моря.

Авторы признательны рецензету А.С. Балуеву (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены ФГБУ "ВНИГНИ" в соответствии с приказом Федерального агентства по недропользованию за счет субсидии на финансовое обеспечение выполнения государственного задания на 2020– 2022 гг. по региональному геологическому изучению недр по объекту: "Создание региональной сети опорных геолого-геофизических профилей с целью изучения геологического строения, структуры и оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Баренцева моря". Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00440.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С. и др. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности. // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 821-846.

- Баренцевская шельфовая плита. Под ред. И.С. Грамберга. – Л.: Недра, 1988. 263 с. (Тр. ВНИИокеангеология. 1988. Т. 196).
- Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. С.1-44. http://www.ngtp.ru/rub/2/3\_2009.pdf
- Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. –М-б 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Северо-Карско–Баренцевоморская. – Лист R-(35), 36 – Мурманск. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 281 с.
- Бургуто А.Г., Журавлев В.А., Заварзина Г.А., Зинченко А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. – Лист S-(36), 37 – Баренцево море (западн., центр. части). – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 144 с.
- 6. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–37.
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. – Кн. 1. – Арктические моря. – Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребицкого. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 468 с.
- Грамберг И.С., Супруненко О.И., Шипелькевич Ю.В. Штокмановско-Лунинская Мегаседловина – высокоперспективный тип структур Баренцево-Карской плиты // Геология нефти и газа. 2001. № 1. С. 10–16.
- 9. Григорьева В.А., Назарова Л.Н. Палеогеография и нефтегазоностность триасовых отложений шельфа Печорского и Баренцева морей // Геология нефти и газа. 1998. № 9. С. 10–17.
- Грушевская О.В., Соловьев А.В., Васильева Е.А., Петрушина Е.П., Кот О.Н., Крюкова Г.Г., Шиманский С.В., Щепелев Ф.С. Условия формирования и развития клиноформных комплексов в Баренцевом море // Геология нефти и газа. 2023. № 4. С. 25-45.
- 11. *Казанин Г.С., Тарасов Г.А., Федухина Т.Я. и др.* Новые данные геолого-геофизических исследований в прогибе Атка (Западно-Шпицбергенский шельф // ДАН. 2005. Т. 405. № 5. С. 646–651.
- Лопатин Б.Г., Астафьев Б.Ю., Вискунова К.Г., Воинова О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1: 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38 м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

- 13. *Маргулис Е.А.* Эволюция Баренцевоморского региона и его углеводородные системы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. С. 1–14.
- 14. *Маргулис Е.А.* История формирования осадочного чехла Баренцево-Карского региона // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 4. С. 1–25.
- 15. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез и его роль в развитии Земли // Соросовский образовательный журнал, № 8. 1999. Науки о Земле.
- 16. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. – Отв. ред. Н. Б. Кузнецов. – М.: ГИН РАН, 2022. 156 с. doi:
- Петров Е.О. Условия формирования мезозойских отложений Баренцевоморского региона. – Автореф. дис. ... к. г.-м. н. – М.: ВСЕГЕИ, 2010. С. 1–23.
- Пчелина Т.М. Палеогеографические реконструкции Баренцево-Карского региона в триасовом периоде в связи с нефтегазоносностью Тр. Третьей Междунар. конф. "Освоение шельфа Арктических морей России", г.Санкт-Петерург 23–26 сент. 1997 г. СПб.: КГНЦ, 1998. С. 261–263.
- Симонов Д.М., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // ДАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
- 20. Соборнов К.О. Региональная структура, диапиризм солей и нефтегазоносный потенциал акваториальной части Тимано-Печорского бассейна // Научный журнал Российского газового общества. 2023. Т. 37. № 1. С. 18–31.
- Соловьев А.В., Соболев П.О., Грушевская О.В., Васильева Е.А., Левочская Д.В., Хисамутдинова А.И., Прокофьев И.Н., Шиманский С.В., Белова М.А., Хоуриган Дж.К. Эволюция источников сноса и нефтегазоносность мезозойских отложений Баренцева моря: U/Pb LA ICP-MS датирование обломочных цирконов из скважины Ферсмановская-1 // Геология нефти и газа. 2023. №3. С. 118–120.
- 22. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н. и др. Геологическое строение и потенциальная нефтегазоносность западной части Тимано-Варангерского пояса // Вестн. КНЦ РАН. 2015. Т. 23. № 4. С. 3–11.
- Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е. и др. Нефтегазоносность неопротерозойских осадочных комплексов Тимано-Варангерского пояса // Вестн. МГТУ. 2014. Т. 17. № 2. С. 349–363.
- 24. Ступакова А.В. Развитие осадочных бассейнов древней континентальной окраины и их нефтегазоносность (на примере Баренцевоморского шельфа) // Геология нефти и газа. 2000. № 4. С. 51–57.
- Ступакова А.В., Кирюхина Т.А. Нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа. – В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. – Вып.6 – Обзор-

*ная информация* – М.: Геоинформмарк, 2001. С. 1–60.

- 26. *Ступакова А.В.* Развитие бассейнов Баренцевоморского шельфа и их нефтегазоносность. – Автореф. дис. ... д. г.-м.н. – М.: МГУ, 2001. 238 с.
- 27. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.
- 28. Ступакова А.В., Кирюхина Т.А., Суслова А.А. и др. Перспективы нефтегазоносности мезозойского разреза Баренцевоморского бассейна // Георесурсы. 2015. Т. 61. № 2. С. 13–27.
- 29. Суслова А.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В. и др. Структурные перестройки восточного сектора Баренцева моря на мезо-кайнозойском этапе его развития и их влияние на перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 1. С. 78–84. https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.8
- Устрицкий В.И. Геология полярных областей Земли. – В кн.: Возраст и генезис Восточно-Баренцевского Мегапрогиба. – Мат-лы XLII Тектонического совещания, – М.: ГЕОС, 2009. С. 253–256.
- 31. Шаров Н.В. Природа сейсмических границ в кристаллической коре с учетом материалов сверхглубокого бурения // Современные проблемы механики. 2018. Т. 33. № 3. С. 51–59.
- Шельфовые осадочные бассейны Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал. – Под ред. Г.С. Казанина – СПб.: Реноме, 2020. 544 с.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. – Апатиты: ММБИ КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- 34. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Лобковский Л.И. Средне-позднепалеозойский дуплетный рифтинг Баренцевоморской континентальной окраины и его роль в формировании Восточно-Баренцевского мегабассейна // ДАН. 20186. Т. 482. № 5. С. 572– 576.
- 35. Шкарубо С.И., Бургуто А.Г., Зуйкова О.Н., Костин Д.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (третье поколение). – Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. – Лист S-38 – Баренцево море (вост. часть). – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 160 с. + 10 вкл.
- Atlas "Geological history of the Barents Sea". (Geol. Surv. Norway, Trondheim, Norway. 2009), P.1–138.
- Corseri R., Faleide T., Faleide J. et al. A diverted submarine hannel of Early Cretaceous age revealed by highresolution seismic data, SW Barents Sea // Marin. Petrol. Geol. 2018. Vol. 98. P. 462–476.
- Eide Ch.H., Klausen T.G., Katkov D, Suslova A.A., Helland-Hansen W. Linking an Early Triassic delta to antecedent topography: Source-to-sink study of the southwestern Barents Sea margin // GSA Bull. 2017. Vol. 129. № 8. P. 272–273.

- Eldholm O., Talwani M. The sediment distribution and structural framework of the Barents Sea // GSA Bull. 1977. Vol. 88. № 7. P. 1015–1029.
- 40. Faleide J.I., Pease V., Curtis M., Klitzke P., Minakov A., Scheck-Wenderoth M., Kostyuchenko S., Zayonchek A. Tectonic implications of the lithospheric structure across the Barents and Kara shelves // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2018. Vol. 460. № 1. P. 285–314.
- 41. *Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.* The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continents Laurentia, Baltica and Siberia. – In: *European Lithosphere Dynamics.* – Ed.by D.G. Gee, R.A. Stephenson, (Geol. Soc., London, Mem. 2006. № 32), P. 507–520.
- 42. Gilmullina A., Klausen T., Paterson N., Suslova A., Eide C. Regional correlation and seismic stratigraphy of Triassic strata in the Greater Barents Sea: Implications for sediment transport in Arctic basins // Basin Research. 2020. Vol. 33. P. 1546–1579. https://doi.org/10.1111/bre.12526
- Hassaan M., Faleide J., Gabrielsen R., Tsikalas F. Carboniferous graben structures, evaporite accumulations and tectonic inversion in the southeastern Norwegian Barents Sea // Marin. Petrol. Geol. 2020. Vol. 112. P. 104038.

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo. 2019.104038.

- 44. Ivanova N.M., Sakulina T. S., Belyaev I.V., Matveev Y.I., Roslov Y.V. Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results // Geol. Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. P. 209–221.
- 45. *Lutz R., Klitzke P., Weniger P.* Basin and petroleum systems modelling in the northern Norwegian Barents Sea // Marin. Petrol. Geol. 2021. Vol. 130. P. 2–17.
- Marello L., Ebbing J., Gernigon L. Magnetic basement study in the Barents Sea from inversion and forward modelling // Tectonophysics. 2010. Vol. 493. P. 153– 171.
- Nikishin A., Ziegler P., Stephenson R., Cloetingh S., Furne A., Fokin P., Ershov A., Bolotov S., Korotaev M., Alekseev A., Gorbachev V., Shipilov E., Lankreijer A., Bembinova E., and Shalimov I., 1996. Late Precambrian to Triassic history of the East-European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. Tectonophysics, 268, 23–63.
- Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere: A review // Tectonophysics. 2014. Vol. 628. P. 1–25.

https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.033

- 49. Startseva K.F., Nikishin A.M., Malyshev N.A., Nikishin V.A., Valyushcheva A.A. Geological and geodynamic reconstruction of the East Barents megabasin from analysis of the 4-AR regional seismic profile // Geotectonics. 2017. Vol. 51. P. 383–397.
- Zastrozhnov D., Abdelmalak M.M., Schmid D.W., Faleide J.I., Gernigon L., 2017. Tectonic evolution and extension at the Møre Margin — Offshore mid-Norway // Tectonophysics. Vol. 721. P. 227–238. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.00
- Windfriend K., Dallman, Andresen A., Bergh S.G. et al. Tertiary fold-and-trust belt of Spitsbergen Svalbard. – (Norsk PolarInstitutt, Oslo, Norway. 1993). P. 5–50.

# **Tectonics of the Continental Barents Sea Shelf (Russia):** Formation Stages of Basement and Sedimentary Cover

O. V. Grushevskaya<sup>*a*, \*</sup>, A. V. Soloviev<sup>*a*, *b*</sup>, E. A. Vasilyeva<sup>*c*</sup>, E. P. Petrushina<sup>*c*</sup>, I. V. Aksenov<sup>*c*</sup>, A. R. Yusupova<sup>*c*</sup>, S. V. Shimanskiy<sup>*d*</sup>, I. N. Peshkova<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>All-Russian Geological Research and Development Oil Institute, 105118 Moscow, Russia
 <sup>b</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017 Moscow, Russia
 <sup>c</sup>JSC "Sevmorneftegeofizika", 183025 Murmansk, Murmansk Oblast, Russia
 <sup>d</sup>Federal Subsoil Resources Management Agency "Rosnedra", 125993 Moscow, Russia
 \*e-mail: grushevskava@vnigni.ru

Based on the results of field complex geophysical studies in the northwestern part of the Russian sector of the Barents Sea shelf, as well as on the processing and comprehensive interpretation of new and retrospective geophysical materials in the volume of 25500 linear kilometers and deep well drilling data in the section of the Barents Sea sedimentary cover identified regional tectonostratigraphic units: (i) Paleozoic complex (between reflecting horizons VI( $\dot{P}R$ ?) and  $I_2(P-T)$ ; (ii) the Triassic complex (between reflecting horizons  $I_2(P-T)$ and B(T–J); (iii) the Jurassic complex (between reflecting horizons B(T–J) and V( $J_3-K_1$ )); (iv) the Cretaceous–Cenozoic complex (between reflecting  $V'(J_3-K_1)$  and the Barents sea floor). According to the structural analysis' results, three structural floors are established: the lower structural floor, which includes Riphean terrigenous-affusive sediments and Lower Paleozoic-Lower Permian terrigenous-carbonate sediments; the middle structural floor is formed mainly by carbonate sediments of Upper Devonian–Lower Permian; the upper structural floor combines terrigenous sediments of Lower and Upper Permian, Mesozoic and Cenozoic sediments. The authors present a new tectonic model of the Barents Sea region, including elements of all structural floors with subfloors. In accordance with the tectonic zoning, paleostructural and paleotectonic analyses, the article outlines the main stages of the Barents Sea shelf development: stage of the Late Proterozoic compression and Early-Middle Paleozoic continental rifting (I), Late Paleozoic stabilization stage (II), Early Mesozoic tectogenesis stage (III), Middle Mesozoic thermal subsidence stage (IV), Late Jurassic stabilization stage (V). Cretaceous sagging stage (VI) and the final stage as a Cenozoic uplift over a large part of the Barents Sea shelf (VII). In the northwestern part of the Russian sector of the Barents Sea shelf, synchronous dipping of the sedimentary cover basement took place, associated with spreading and formation of the Arctic Ocean.

*Keywords:* tectonic zoning, continental rifting, Barents Sea shelf, East Barents mega-deflection, paleotectonic analysis, paleostructural analysis, compressional orogenesis, complex interpretation УДК 550:24-550.34

# ВЛИЯНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

© 2023 г. Г. Н. Антоновская<sup>1, \*</sup>, Я. В. Конечная<sup>1, 2</sup>, И. М. Басакина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики

им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, д. 20, пр. Никольский, 163020 Архангельск, Архангельская обл., Россия <sup>2</sup>Федеральный исследовательский центр "Единая геофизическая служба РАН",

д. 189, пр. Ленина, 249034 Обнинск, Калужская обл., Россия

\*e-mail: essm.ras@gmail.com Поступила в редакцию 25.07.2023 г. После доработки 02.10.2023 г. Принята к публикации 16.10.2023 г.

В статье рассмотрено влияние срединно-океанических хребтов (COX), включающих хребет Гаккеля и геологическую систему хребет Книповича—трог Лены, на сейсмичность района архипелага Новая Земля за 1980—2022 гг. Для каждого исследованного геологического элемента составлены сейсмические каталоги с единой унифицированной магнитудой mb<sub>ISC</sub> для равнозначного сопоставления информации, рассчитана годовая сейсмическая энергия и построены графики распределения выделившейся сейсмической энергии по годам. Выполнено аналитическое моделирование на основе модели Эльзассера, описывающей процесс переноса локальных напряжений в жесткой упругой литосфере, подстилаемой вязкой астеносферой, и проведены количественные расчеты распространения возмущений от СОХ. Временные интервалы, через которые возмущения от СОХ достигают архипелаг Новая Земля, составляют 1—2 года для геологической системы хребет Книповича—трог Лены и 3—5 лет для хребта Гаккеля. Максимальное совместное влияние на уровень сейсмической активности различных геолого-тектонических структур СОХ может достигать 40—60% от прикладываемых значений возмущений, что является достаточным условием для изменения сейсмической активности Новоземельского орогена. Выделены наиболее геодинамически активные структуры и зоны концентрации тектонических напряжений.

*Ключевые слова:* архипелаг Новая Земля, сейсмичность, срединно-океанические хребты (COX), тектонические процессы, передача возмущений

DOI: 10.31857/S0016853X23060036, EDN: GCCHVX

## введение

Установка сейсмических станций Федеральным исследовательским центром комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук (ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, Архангельская обл., Россия) в Баренцево—Карском регионе позволила получить новые сведения о сейсмичности этого региона. На основе полученных нами данных была показана взаимосвязь землетрясений между срединно-океаническим хребтом (включающего хребты Мона, Книповича, Гаккеля и трог Лены) с платформенными (шельфовыми) территориями и сводово-глыбовыми орогенами [34].

На сейсмичность Баренцево—Карского региона и северную окраину Восточно-Европейской платформы (ВЕП) оказывает влияние совместное действие срединно-океанических хребтов (СОХ), помимо таких факторов, как сброс частичных напряжений, создаваемых литосферными плитами; разгрузка от после-ледникового оледенения; индуцированная сейсмичность и т.д.

Выделены временные интервалы, через которые возмущения от COX, создаваемые силами отталкивания, могут достигать района архипелага Новая Земля и северной окраины ВЕП [34].

Срединно-океанические хребты Гаккеля, Книповича и Мона характеризуются как хребты с ультрамедленным спредингом. Именно эти хребты могут оказывать максимальное влияние на проявление сейсмичности в районе арх. Новая Земля и северной окраины Восточно-Европейской платформы [5, 13, 14].

В районе хребта Гаккеля выявлены наиболее низкие скорости спрединга при изменяющейся вдоль оси хребта температуре мантии и кинематике спрединга. На участке центрального амагматического сегмента хребта Гаккеля спрединг наиболее медленный. В его пределах растяжение идет в "холодном" режиме и на поверхность экспонируются породы мантии, толщина коры минимальна. При уменьшении эффективных скоростей спрединга и температуры подстилающей мантии магматическая активность все сильнее фокусируется в районе магматических сегментов с образованием все более крупных вулканических построек [5, 13].

Для хребта Книповича основными факторами являются [14]:

 формирование транзитной зоны между хребтами Гаккеля и Мона в условиях взаимодействия сдвиговых и раздвиговых напряжений и многочисленных перестроек спрединга;

- неортогональность спрединга;

 – близость континентальной литосферы Баренцева моря и арх. Шпицбергена.

Для хребта Мона выявлен косой спрединг в условиях мощной и относительно холодной литосферы и узкой стабильной рифтовой зоны [5].

В работах [20, 51] убедительно была показана тесная связь временной изменчивости сейсмической активности Срединно-Антлантического хребта с Фенноскандией и Центральной и Восточной частями Северо-Американской платформы, что послужило основанием для проведенного нами исследования.

Мы выполнили обобщение сведений о сейсмичности Баренцево-Карского региона и сопредельных территориях за 1980—2019 гг. [34]. С 2020 по 2022 гг. включительно Архангельской сейсмической сетью ФИЦКИА УрО РАН (г. Архангельск, Архангельская обл., Россия) в районе арх. Новая Земля было зарегистрировано 13 землетрясений. Анализ проявления сейсмичности на архипелаге Новая Земля определил необходимость установки дополнительных сейсмических станции в этом регионе, что и было сделано в 2022 г.

Целью статьи является обобщение данных о сейсмичности арх. Новая Земля с уточнением связи на основе полученных данных с глобальными тектоническими процессами, происходящими под воздействием срединно-океанических хребтов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Архипелаг Новая Земля имеет дуговидную форму, простирается в субмеридиональном направлении на ~900 км, его средняя ширина составляет ~100 км, 1/4 часть площади архипелага покрыта льдом. Архипелаг находится в центральной части Баренцево–Карского региона в зоне активных тектонических процессов, является продолжением Уральской горной системы [19] (рис. 1).

Складчатый пояс арх. Новая Земля сформировался в результате раннекиммерийских (поздний триас—ранняя юра) тектонических движений, обусловленных предполагаемым столкновением Баренцево-Сибирской и Западно-Сибирской плит, при этом напряжение направлено с востока—юговостока на запад—северо-запад, о чем свидетельствуют надвиги и обратная складчатость на западном склоне арх. Новая Земля [11].

Регион подвергался воздействию нескольких геодинамических обстановок. В настоящую геологическую эпоху кайназоя Пайхой—Новоземельская складчатая область представляется элементом мозаики среди разнородных структурных элементов — обломков континентов, островных дуг, образования ложа океанов и их окраинных морей. Отметим некоторые особенности строения этого региона. Новоземельская микроплита со складчатыми системами Тиманским кряжем, Пайхой—Новоземльским орогеном окружены древними Свальбардской (или Баренцевской), Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плитами.

На границе Баренцевской плиты и Новоземельского складчатого сооружения расположена Предновоземельская структурная зона – зона надвигов и краевых поднятий. Форма Пайхой–Новоземельской складчатости дугообразная, складчатые и дизъюнктивные структуры огибают впадину [11].

Фундамент архипелага Новая Земля разделен Байдарацким разломом на две части:

 с севера унаследован мезопротерозойский фундамент Баренцевоморской плиты;

 на юге часть неопротерозойского фундамента с вулканогенными отложениями, силлами и дайками габбрового состава.

Полоса складчатости протягивается в северозападном направлении через Пай-Хой—Вайгач южную часть архипелага и налегает на структуры Печорской плиты. В рифее закладывается Новоземельский прогиб. В Пайхой—Южноновоземельском сегменте складчатого пояса происходили левосторонние смещения, максимальные по амплитуде в Байдарацкой зоне разломов [10]. Северо-Сибирский порог ограничивает Новоземельскую микроплиту с северо-востока, имеет сложный сдвиго-надвиговый генезис.

Новоземельское поднятие с запада претерпевает интенсивное сжатие. Кайнозойский подъем арх. Новая Земля был неотектонический, сопровождался блоковыми движениями [11].

При глубинных напряжениях в земной коре, когда превышен порог прочности породы, возникают разрывные нарушения. Исследования разломов землетрясений показали, что разрушение может быть сдвигом или разрывом. Межблоковые промежутки для пород на поверхности разрыва могут достигать до 100 м, на глубинах это узкая зона от 1 см до 1 м, т.к. породы обладают разными упругими характеристиками. В очагах напряжений землетрясения могут происходить на существующем геологическом разломе.



**Рис. 1.** Регион исследований на батиметрической карте. *I* – сейсмические станции: *a* – российские (ФИЦКИА УрО РАН); *б* – международных агентств; *2* – линии геологогеофизических профилей, по [7]

В разломных зонах и в разрывных нарушениях происходит релаксация среды [15]. Границы геологических структур имеют сложную морфологию и в некоторых случаях не картируются разрывными нарушениями [21].

Отличительной особенностью Баренцево-Карского региона является асейсмичность шельфовых областей (рис. 2).

Эпицентры землетрясений в основном приурочены к арктическим желобам, зонам новейших тектонических разломов, структурным поднятиям. Геолого-геофизические инструментальные исследования Баренцево—Карского региона проводились с разной плотностью, в связи с чем, многие места положения очагов землетрясений попали в область отсутствия глубинных геофизических исследований. Баренцевская плита, Новоземельская складчатая система, являющаяся северо-западным фрагментом Урало-Монгольского складчатого пояса и северной части Западно-Сибирской плиты значительно влияют на передачу возмущений [7]. Пространственно-временные структуры разного уровня и масштаба, представляющие собой вложенные друг в друга сегменты, соответствуют ранжированию геологической среды на блоки и создают соответствующие рангу структуры напряженно-деформированные состояния [8].

На архипелаге Новая Земля, шельфе Баренцева и Карского морей были проведены геолого-геофизические исследования [22, 25, 26] и в частности:

 выполнена регулярная сеть сейсмоакустических профилей;



**Рис. 2.** Сейсмотектоническая схема арктической части Евразии (построена по данным [4, 27, 35], с дополнениями). I-4 – новейшие (поздний неоплейстоцен–голоцен, поздний плиоцен–средний неоплейстоцен) активные разломы с учетом данных [4]: I – сбросы (штрихи на опущенном крыле): a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 2 – взбросы (треугольники на приподнятом крыле): a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 3 – разломы неустановленного типа (штрихи на опущенном крыле): a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 4 – разломы без установленного смещения: a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 5 – направление смещения при сдвигах; 6-9 – разломы с учетом данных [27]: 6 – надвиг и взброс: a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 7 – фронт деформаций для орогенов: a – достоверные,  $\delta$  – предполагаемые; 3 – неклассифицированные разломы; 10-12 – разломы с учетом данных [35]: 10 – активный спрединговый центр, 11 – сброс; 12 – неклассифицированные разломы; 13-16 – континентальная плита: 13 – Баренцевоморская, 14 – Тимано-Печорская, 15 – Карская, 16 – Западно-Сибирская; 17 – Новоземельская микроплита; 18 – краевые прогибы; 19 – складчатые области, подвергшиеся герцинским тектоническим деформациян; 20 – эпицентры землетрясений за 1980–2022 гг.

 пройден комплексный геофизический геотраверс АР-2;

 получены глубинные геолого-геофизические разрезы. Большая концентрация землетрясений рассматриваемого района сосредоточена на площади, ограниченной координатами 72°-76° с.ш. и 48°-60° в.д., в которую входят бо́льшая часть Се-

верного острова и северная половина Южного острова архипелага Новая Земля, разделенные проливом Маточкин Шар [7].

Для проведения анализа напряженно-деформированного состояния среды в полях напряжений элементов структур в районе арх. Новая Земля, включая акваторию Баренцева и Карского морей, мы воспользовались геолого-геофизическими разрезами по профилям А–А' и Б–Б', которые проходят через районы максимальной концентрации сейсмических событий (рис. 3).

Сводная карта сейсмичности арх. Новая Земля за 1980–2022 гг. с указанием эллипсов ошибок для каждого землетрясения (доверительный интервал определения эпицентра землетрясения) дополнена информацией о локальных землетрясениях, зарегистрированных только сейсмической станцией "Новая Земля", имеющей код NVZ, их эллипс ошибки показан зеленым цветом (см. рис. 3). На карту вынесены значения теплового потока, которые имеют неравномерный характер, но привлекаются для последующего анализа сейсмической обстановки рассматриваемого региона.

#### ПОЛУЧЕННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

#### Разработка сейсмического каталога арктической части Евразии

В качестве временно́го интервала анализируемых сейсмических данных для создания сейсмического каталога региона исследований мы рассматривали период 1985–2022 гг., когда количество и расположение сейсмических станций в Европейской части Арктики стало достаточным для удовлетворительного определения параметров землетрясений. Подготовка каталога проведена отдельно для каждого района – хребта Гаккеля, хребта Книповича, трога Лены и арх. Новая Земля.

Для формирования каталога мы воспользовались каталогом Международного сейсмологического центра (International Seismological Center (ISC)), который на момент проведения наших исследований заканчивался июнем 2021 г. [42]. Данные по сейсмичности восточной части хребта Гаккеля и арх. Новая Земля с июля 2021 г. по 2022 г. были дополнены данными локального каталога Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаверова УрО РАН (ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, Архангельская обл., Россия) (см. рис. 2).

Для очистки каталога для арх. Новая Земля от ядерных взрывов мы использовали опубликованные данные [56]. Кроме этого, привлекались результаты работ [45, 47], в которых подробно рассматривается природа сейсмических событий и уточняются параметры землетрясений, в частности, приведен расчет эллипсов ошибок.

В целях улучшения качества мониторинга Западного сектора Российской Арктики и сопредельных территорий (понижение представительной магнитуды и расширение азимутального охвата эпицентров землетрясений) в июле 2022 г. ФИЦКИА УрО РАН (г. Архангельск, Архангельская обл., Россия) и Геологическим институтом РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) на острове Южный архипелага Новая Земля на территории аэрологической станции "Малые Кармакулы" была установлена стационарная сейсмическая станция "Новая Земля" (код NVZ) Северного управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Северное УГМС). Передача данных на сервер ФИЦКИА УрО РАН производится в режиме близком к реальному времени (каждые сутки). Все землетрясения, включая те, которые зарегистрированы только одиночной станцией NVZ в районе арх. Новая Земля, мы включили в сформированный нами сейсмический каталог.

При обработке землетрясений, зарегистрированных только станцией NVZ, мы использовали программу EL (Event Locator) [24] и провели оценку погрешности определения их эпицентров, что является обязательной частью при локации сейсмических событий. В данном случае это не классический метод построения эллипса ошибок, а только оценочное определение его полуосей. Погрешность первой полуоси связана с погрешностью по глубине (от 0 до 30 км), второй полуоси – с неточностью определения азимута (±10°). Этот метод локации позволяет получить первичные представления о распределении эпицентров событий.

Каталог ISC [42] включает данные разных сейсмологических агентств и по каждому землетрясению приводятся различные типы магнитуд ( $M_L$ , mb,  $M_w$ ), в том числе магнитуда mb, вычисленная Международным сейсмологическим центром ISC по данным десятков станций. Множество типов магнитуд связано с удаленностью станций сети каждого сейсмологического агентства от эпицентральной зоны землетрясения, а также принятыми формулами расчета магнитуды, разработанные в каждом сейсмологическом агентстве. Сейсмический каталог ФИЦКИА УрО РАН, например, содержит локальную магнитуду  $M_L$ , уточненную для Западного сектора Российской Арктики [18].

Таким образом, для анализа сейсмических данных необходимо было унифицировать магнитуды. Проблеме унификации магнитуд касалось много работ отечественных и зарубежных исследователей, для района Европейской Арктики можно выделить публикации Н.В. Петровой с



**Рис. 3.** Сводная карта сейсмичности архипелага Новазя земля за 1986–2022 гг. и значений теплового потока. *1–2* – эпицентры землетрясений с эллипсом ошибки: *1* – зафиксированные только станцией NVZ, *2* – более, чем тремя сейсмическими станциями; *3* – линии глубинных сейсмических профилей, по [7]; *4* – значения теплового потока, мВт/м<sup>2</sup>, по [29, 31, 53]

#### АНТОНОВСКАЯ и др.

Уравнения ортогональной регрессии	Магнитудный диапазон выборки	Среднеквадратическое отклонение, о	Объем выборки, <i>N</i>	Источник
$mb_{ISC} = 0.87mb_{BER}(P_n) + 0.40$	$3.5 \le mb_{BER}(P_n) \le 7.0$	0.20	133	[43]
$M_{\rm wBER} = 0.88 {\rm mb}_{ISC} + 0.89$	$3.5 \le M_{\mathrm wBER} \le 7.0$	0.15	133	[43]
$mb_{ISC} = 1.55 mb_{EIDC} - 1.91$	$3.0 \le M_{\mathrm wBER} \le 5.5$	0.51	604	[48]
$mb_{ISC} = 1.60mb_{IDC} - 2.06$	$2.8 \le \text{mb}_{IDC} \le 5.9$	0.33	1795	[48]
$\mathrm{mb}_{ISC} = 1.13 \mathrm{mb}_{NEIC} - 0.75$	$2.9 \le \text{mb}_{NEIC} \le 6.6$	0.48	1389	[48]
$\mathrm{mb}_{ISC} = 0.88 M_{\mathrm{S}ISC} + 0.84$	$2.4 \le M_{\text SISC} \le 6.4$	0.52	1237	[48]
$\mathrm{mb}_{ISC} = 1.45 M_{\mathrm{L}FCIAR} - 1.70$	$2.6 \le M_{\text LFCIAR} \le 6.3$	0.51	219	[48]
$\mathrm{mb}_{ISC} = 0.94 M_{\mathrm LBER} + 1.19$	$1.3 \le M_{\mathrm LBER} \le 5.7$	0.56	960	[48]
$mb_{ISC} = 0.92M_{LNAO} + 0.44$	$2.3 \le M_{\mathrm LNAO} \le 5.9$	0.56	558	[48]
$\mathrm{mb}_{ISC} = 0.95 M_{\mathrm{LKOLA}} + 0.35$	$2.4 \le M_{\mathrm LNAO} \le 5.8$	—	341	[23]
$M_{\rm S} = 1.47 {\rm mb}_{ISC} - 2.91$	$h \le 70$ км	—	_	[3]
lgE (эрг) = $1.5M_{\rm S} + 11.8$	_	_	—	[3]

**Таблица 1.** Формулы унификации различных типов магнитуд к магнитуде  $M_{\rm mb}_{\rm rec}$ .

соавт. [23], P. Klitzke et al [43], A.N. Morozov et al. [48], I.A. Vorobieva et al. [55].

Для унификации магнитуд создаваемого обобщенного сейсмического каталога мы использовали формулы ортогональной регрессии и получили магнитуду, унифицированную относительно магнитуды mb Международного сейсмологического центра ISC (mb<sub>ISC</sub>) (табл. 1).

Разработанный нами обобщенный сейсмический каталог для района арх. Новая Земля содержит данные не только об основных параметрах землетрясений, но и включает эллипсы ошибок при локации некоторых землетрясений (табл. 2).

#### Формирование базы данных по тепловому потоку

База данных значений теплового потока была сформирована нами из различных источников [31, 32, 37, 53]. Интерполяция данных производилась средствами программного комплекса ArcGis [9], с применением набора инструментов Spatial Analyst Tools – Topo to Raster [52]. Данный метод интерполяции, основанный на программе ANUDEM, которая была специально создана для решения задачи создания регулярно-сеточных цифровых моделей рельефа по данным топографических карт [40, 41].

Тепловой поток и магнитуда землетрясений имеют генетические связи, т.к. являются следствием процессов в литосфере. Если в литосфере температура и тепловой поток высокие, то породы становятся более пластичными. При увеличении напряженного состояния они флексурообразно деформируются без разрыва сплошности. Если при землетрясении происходит разрыв сплошности среды, то возможно наблюдать пониженные температуры и низкий тепловой поток [30]. Пространственное несовпадение аномалий теплового потока и эпицентров землетрясений для района арх. Новая Земля на данный момент не позволяет рассмотреть антибатную зависимость сейсмической активности.

#### Методика исследований распространения возмущений

Волновые деформационные процессы, распространяющиеся в земной коре с различными скоростями, детально рассмотрены в работах [1, 2, 16, 33]. Деформационные волны возбуждаются большей частью естественными процессами в литосфере и проявляются в изменениях сейсмической активности и геофизических полей. Блоковая структура геологической среды существенно влияет на передачу подобных возмущений. Выявление связей между движениями тектонических структур и волновыми деформационными процессами имеет первостепенное значение [1, 16].

Мы рассмотрели процесс влияния хребтов Гаккеля и Книповича, и трога Лены, характеризующихся низкой скоростью спрединга, на сейсмичность арх. Новая Земля путем анализа временно́го распределения годовой сейсмической энергии [51]. Годовая сейсмическая энергия была получена непосредственным сложением энергий всех землетрясений, произошедших в каждом отдельном районе (хребет Гаккеля, район архипелага Новая Земля и т.д.). Для расчета энергии преобразуем магнитуду объемных волн (mb<sub>ISC</sub>) в магнитуду поверхностных волн ( $M_s$ ), по [3]:

$$M_{\rm S} = 1.47 {\rm mb}_{ISC} - 2.91.$$
(1)

## ВЛИЯНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Дата (день,	Время в очаге	Широта	Долгота	Глубина,	Магнитуда,	Эллипс ошибок			н
месяц, год)	(час:мин:сек)	с.ш., ∘	<b>В.</b> Д., <sup>о</sup>	KM	mb <sub>ISC</sub>	Az <sub>major</sub>	R <sub>minor</sub> , км	R <sub>major</sub> , км	Источник
01.08.1986	13:56:40.1	73.03	56.01	0	4.6	170	11.2	17.1	[47]
31.12.1992	09:29:24.5	73.51	55.56	_	3.2	_	_	_	[45]
23.02.1995	21:50:01.5	71.64	55.14	_	3.2	_	_	_	[45]
13.06.1995	19:22:37.9	75.22	56.74	0f	3.4	70	21.7	39.8	[47]
13.01.1996	17:17:21.1	74.99	57.45	_	3.1	_	_	_	[45]
16.08.1997	02:10:59.3	72.50	57.04	0	3.8	1	8.7	13.8	[42]
23.02.2002	01:21:17.6	74.13	56.01	0	3.5	150	14.4	20.0	[47]
27.07.2002	18:20:45.0	73.33	54.76	-	3.4	_	-	-	[45]
10.11.2002	11:04:41.5	70.48	49.58	10f	3.0	110	21.2	42.3	[47]
08.10.2003	23:07:15.9	75.71	65.14	—	3.0	—	—	—	[45]
05.03.2006	23:17:31.7	76.59	66.24	-	3.1	_	-	-	[45]
14.03.2006	20:56:57.5	74.93	55.20	—	2.8	—	—	—	[45]
26.06.2007	03:19:17.6	73.31	54.47	—	3.3	—	—	—	[45]
11.11.2009	04:18:20.2	71.52	47.06	0f	3.2	120	15.6	26.6	[47]
11.10.2010	22:48:27.8	76.25	63.90	14	4.7	15	5.2	6.2	[42]
04.03.2014	04:42:34.0	74.65	58.45	40	3.1	60	14.7	30.0	[47]
02.05.2017	13:35:42.0	75.31	58.05	25	3.2	70	11.3	40.9	[42]
27.01.2018	02:12:51.9	73.75	55.19	32	3.2	40	10.3	11.5	[42]
28.01.2019	20:45:11.0	74.80	59.39	33	3.4	170	13.3	15.5	[42]
17.02.2020	17:06:23.0	74.56	56.39	26	3.4	50	11.0	15.3	[42]
23.08.2020	03:26:19.2	73.64	53.47	32	3.5	80	11.2	14.9	[42]
12.04.2021	10:41:08.7	75.62	63.95	20	1.9	40	13.6	22.0	[42]
12.10.2021	15:45:08.7	76.43	64.21	15	2.7	40	11.2	47.6	[42]
03.06.2022	22:47:36.2	75.28	67.38	15	1.8	70	9.3	16.8	[42]
09.06.2022	20:10:30.5	74.81	57.45	24	1.8	60	9.6	18.6	[42]
16.08.2022	12:54:08.7	72.28	57.85	5f	1.1	91	2.6	30.1	*
19.08.2022	09:40:41.2	70.92	49.15	5f	1.6	219	2.2	35.5	*
23.08.2022	10:19:30.8	72.38	49.93	5f	0.3	270	4.8	16.5	*
12.10.2022	12:25:34.3	70.56	47.79	5f	1.8	223	1.7	45.9	*
28.10.2022	08:05:40.2	73.22	45.97	5f	2.1	295	1.8	42.3	*
29.11.2022	12:36:49.6	73.83	56.18	5f	1.2	33	2.2	34.4	*
19.12.2022	07:38:18.5	72.32	54.66	5f	0.8	95	7.3	11.2	*

Таблица 2. Сейсмический каталог района архипелага Новая Земля за 1986-2022 гг.

Примечание. \* – землетрясения, зарегистрированные только станцией NVZ.

Тогда энергия вычисляется по [3]:

$$\lg E(\Im pr) = 1.5M_{\rm S} + 11.8.$$
 (2)

Процесс влияния силы отталкивания от COX на сейсмичность архипелага Новая Земля можно решить аналитически, путем применения модели Эльзассера.

В. Эльзассер [38] впервые предложил теорию литосферных волноводов напряжений и создал уравнение для переноса локальных напряжений в

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

жесткой упругой литосфере, подстилаемой вязкой астеносферой, которая впоследствии использовалась с различными модификациями (рис. 4).

#### Постановка задачи

В постановке задачи исследуется возмущение процесса, вызванного отталкиванием однородно-напряженной плиты от рифта с установленной скоростью  $V_0$  = const [20]. Стационарное



Рис. 4. Схема передачи возмущений в системе литосфера–астеносфера.

Обозначено: H — мощность литосферы (полубесконечная упругая пластина);  $\sigma$ ,  $\tau$  — нормальное и касательное напряжения на подошве литосферы; h мощность астеносферы, моделируемая линейно-вязкой жидкостью;  $\eta$  — вязкость;  $V_1$  — скорость скольжения литосферной плиты, нормальной к плоскости разлома.

состояние характеризуется установившимся режимом внедрения горячего материала в океаническую рифтовую зону, что и служит источником возмущений края плиты. Принимаем, что аномальный процесс внедрения длится в течение промежутка времени *T*.

При интенсификации процесса внедрения край плиты приобретает скорость  $V_1(t) > 0$  и дополнительное напряжение  $\sigma_1(t) > 0$ . Исходя из предположения, что при движении плиты напряжение сдвига на нижней границе плиты уравновешивается общим горизонтальным напряжением на краю плиты, уравнение для осредненного по толщине плиты смещения *и* будет иметь вид уравнения диффузии или уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = a \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_1^2},$$

$$a = \frac{2G}{\eta(1-\nu)} Hh,$$
(3)

где H — мощность литосферы, h — мощность астеносферы, G — модуль сдвига, v — коэффициент Пуассона,  $\eta$  — вязкость. Ключевым элементом модели является вязкое сцепление между литосферой и астеносферой, которое в общем случае зависит от длины волны возмущения.

В соответствии с [44] для архипелага Новая Земля H = 190 км, мощность вязкой низкоско-

ростной астеносферы порядка 100 км, коэффициент Пуассона 0.3 [6], модуль сдвига  $G = 3.42 \times 10^{10}$  Па [17].

Уравнение (3) имеет аналитическое решение [36], представленное в виде [20]:

$$f(x_{1},t) = \begin{cases} \Phi^{*}\left(\frac{x_{1}}{2\sqrt{at}}\right), & \text{при } 0 < t < T \\ \Phi^{*}\left(\frac{x_{1}}{2\sqrt{at}}\right) - \Phi^{*}\left(\frac{x_{1}}{2\sqrt{a(t-T)}}\right), & (4) \\ \text{при } T < t < \infty, \end{cases}$$

где

$$\Phi^*(\xi) = 1 - \Phi(\xi),$$

$$\Phi(\xi) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\xi} e^{-\xi^2} d\xi -$$
интеграл ошибок

Коэффициент вязкости η варьируется в расчетах и выбирается для получения максимального подобия результатов моделирования и натурных данных.

# РЕЗУЛЬТАТЫ

#### Влияние СОХ на сейсмичность арх. Новая Земля

В результате нами были получены кривые выделения сейсмической энергии за год для хребта Гаккеля, системы хребет Книповича—трог Лены, отдельно для этих геологических структур, а также для архипелага Новая Земля (рис. 5).

Кривая годовой реализации сейсмической энергии для всех рассматриваемых геологических структур сглаживалась в 5-летнем окне.

Сравним временной ход комбинации различных кривых. Наблюдается определенное подобие между кривыми, причем график распределения выделившейся сейсмической энергии для геологической системы хребет Книповича—трог Лены наиболее схож с аналогичным графиком для арх. Новая Земля. При этом в системе хребет Книповича—трог Лены больший вклад в сейсмичность арх. Новая Земля оказывает трог Лены, что можно наблюдать из сопоставления кривых (см. рис. 5, а).

Запаздывание кривых для арх. Новая Земля относительно графика для системы хребет Книповича—трог Лены составляет в среднем 1–2 года, для хребта Гаккеля – 3–5 лет. Это можно объяснить различиями в геологическом строении блоковых структур между рассматриваемыми хребтами и архипелагом и пространственным расположением хребтов относительно арх. Новая Земля (см. рис. 1, см. рис. 3).



**Рис. 5.** Распределение выделившейся сейсмической энергии по годам с 1985 по 2022 гг. *I* – трог Лены; *2* – геологическая система хребет Книповича–трог Лены (оранжевая); *3* – арх. Новая Земля; *4* – хр. Гаккеля; *5* – возможная корреляция (визуальное сходство) в передаче возмущений между тектоническими структурами



**Рис. 6.** Изменение амплитуды возмущений со временем на различных расстояниях от геологической системы хребет Книповича-трог Лены (а) и хребта Гаккеля (б). Расстояния: *1* – 500 км; *2* – 1000 км; *3* – 1300 км; *4* – 1500 км; *5* – 2000 км

Нами представлены результаты расчетов амплитуд возмущения в зависимости от расстояния от источника и времени, полученные в сравнении с таковыми для арх. Новая Земля, при:

 $\eta = 1.5 \times 10^{17}$  Па с, T = 1 год для системы хребет Книповича-трог Лены (см. рис. 5, а);

 $\eta = 3.1 \times 10^{17}$  Па с, T = 1 год для хребта Гаккеля (см. рис. 5, б).

Результаты моделирования передачи возмущений от СОХ к арх. Новая Земля показывают следующее (рис. 6). Максимальное возмущение на расстоянии 500 км от рассматриваемых геологических структур возникает через 2 года после того, как процесс возмущений начал действовать на краю плиты, причем максимальное значение от величины возмущения, приложенного к краю плиты, составляет:

≥70% для геологической системы хребет Книповича-трог Лены;

≥60% для хребта Гаккеля.

Максимальные возмущения в районе арх. Новая Земля на расстоянии 1300—1500 км, распространяющиеся от геологической системы хребет Книповича—трог Лены, возникают через 2 года и составляют 30% от прикладываемого значения возмущений.

Относительно хребта Гаккеля максимальные возмущения на расстоянии 1000–2000 км возникают через 3–5 лет и на расстоянии от прикладываемого значения возмущений составляют:

25% - 1000 км;

19% — 1300 км;

14% — 1500 км;

9% - 2000 км.

Подобные результаты находятся в хорошем согласовании с экспериментальными данными при рассмотрении воздействий, оказываемых каждым хребтом в отдельности, на арх. Новая Земля (см. рис. 5).

Скорость распределения возмущений от рассматриваемых геологических структур варьирует от 0.5 до 2 км/день.

#### Корреляция теплового потока, сейсмичности и глубинного строения

Современная сейсмичность и плотность теплового потока являются индикаторами геодинамических процессов. Для возможной корреляции в передаче возмущений между тектоническими структурами, в том числе от СОХ, мы привлекли результаты глубинных исследований в районе арх. Новая Земля (см. рис. 3).

Мы провели сопоставление распределения значений теплового потока, сейсмичности, протяженности структурных элементов и геологогеофизических разрезы вдоль профилей А–А' и Б–Б' (табл. 2, см. рис. 3, рис. 7, рис. 8).

Для обоих профилей значения теплового потока центральной части арх. Новая Земля и прилегающих районов шельфа Баренцева и Карского морей довольно стабильны и определены в пределах 60–70 мВт/м<sup>2</sup> (см. рис. 7, см. рис. 8). Землетрясения приурочены к основным структурным элементам. На глубинном разрезе по линии Б–Б' хорошо отражены разрывные нарушения, показаны структурные этажи сейсмокомплексов, отвечающих за смену геодинамической обстановки, проявлен генезис отложений Баренцево-Карского шельфа, представлена складчатость деформаций Центрально-Новоземельского мегантиклинория (рис. 7, г).

Представлены сутуры — глубинные мантийные разломы, которые отражают прогиб в мантии и в нижней коре (см. рис. 8, г: разрез по линии A–A'). Разрывные нарушения в верхней и средней коре показывают зону складчато-надвиговых обла-

стей. Продолжающееся развитие глубинных надвигов и зоны субдукции, сопряженной с осадочными бассейнами, проявляется на современном этапе в виде сейсмической активности. На глубинный разрез вынесены гипоцентры землетрясений в соответствии с созданным сейсмическим каталогом (см. табл. 2).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из сопоставления полученных модельных расчетов с наблюдаемыми величинами можно отметить, что получены весьма схожие результаты, т.е. модель с подобранными значениями коэффициентов вязкости астеносферы, достаточно хорошо описывает временные характеристики процесса передачи возмущений на расстояния. Мы не беремся анализировать значения коэффициента вязкости, которые оказались заметно ниже, чем в других работах [39, 50, 54], понимая, что используемая нами модель имеет ограничения [1]. Тем не менее, аналогичные оценочные значения имеются в работах [20, 46, 49].

Землетрясения маркируют тектонически активные зоны земной коры и являются результатом превышения предела прочности накопленных напряжений, порождаемых глубинными эндогенными процессами. При наличии квазициклических воздействий от СОХ и влияющих на сейсмичность, можно предположить, что эти воздействия могли послужить триггером для сброса накопившихся напряжений.

Полученные величины затухания возмущений от рассматриваемых структур СОХ при продвижении по литосфере вполне правдоподобны: на расстоянии 1300–2000 км амплитуда возмущения падает от 30% до 9% от первоначальной величины, что представляется вполне достаточным для триггерного воздействия на сейсмичность арх. Новая Земля.

Для профиля Б–Б' преобладающая часть землетрясений приурочена Центрально-Новоземельской мегантиклинории (см. рис. 7, г). Можно выделить область Главного Новоземельского разлома (долгоживущий глубинный шов, ширина на юге -10-20 км, на севере до 2-3 км), вдоль которого фиксируются большинство современных событий (см. рис. 7, г).

В области Главного Новоземельского разлома развиты взбросо-надвиги, падающие на востокюго-восток, к данной области приурочен выход позднепротерозойской интрузии (Митюшевский комплекс аляскит-гранитов) [7, 12]. Для всех тектонических единиц Центрально-Новоземельского мегантиклинория характерна отчетливо линейная голоморфная складчатость. Степень интенсивности дислокаций в пределах крупных продольных



**Рис.** 7. Распределение значений теплового потока (а); сейсмичность (б); протяженность структурных элементов (в); геолого-геофизический разрез вдоль профиля Б–Б' (г), (с использованием данных [7]). Структурные элементы 1-го порядка (арабские цифры жирным шрифтом), 2-го порядка (арабские цифры тонким шрифтом):

1 – Предновоземельская региональная ступень (4 – Гусиноземельская субрегиональная ступень); 2 – Центрально-Новоземельский мегантиклинорий (5 – Западно-Новоземельский моноклинорий, 6 – Северо-Новоземельский антиклинорий, 7 – Карский синклинорий); 3 – Западно-Сибирская платформа (8 – Припайхойско-Приновоземельская моноклиза).

1 – значения теплового потока, мВт/м<sup>2</sup> (по [29]); 2 – эпицентры землетрясений, зарегистрированные: a – только станцией NVZ,  $\delta$  – более, чем тремя сейсмическими станциями (см. рис. 1); 3 – границы структурных элементов: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые; 4–5 – тектонические нарушения с учетом данных [7]: 4 – главные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые, 5 – второстепенные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые, 5 – второстепенные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые, 5 – второстепенные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые, 5 – второстепенные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые, 5 – второстепенные: a – достоверные;  $\delta$  – предполагаемые;  $\delta$  – орских, 9 – триасовых (верхний отдел), 7 – меловых (нижний отдел), 8 – юрских, 9 – триасовых, 10 – пермских, 11 – каменноугольных, 12 – девонских, 13 – нерасчлененных девонско–силурийских, 14 – нерасчлененных ордовикско–силурийских терригенно-карбонатных пород, 15 – сланцев, песчаников, алевролитов раннего позднего ордовика, 16 – известняково-терригенных толщ раннего-среднего кембрия, 17 – амфиболитов, сланцевых толщ позднего протерозоя, 18 – аляскит-гранитовый интрузивный комплекс позднего протерозоя (RF<sub>3</sub>), 19 – терригенно молассовая толща с вулканитами, возраст (P<sub>3</sub>–T<sub>1</sub>ad), 20 – сланцев, кристаллосланцев верхнепрогерозойские

блоков находится в прямой зависимости от приуроченности их к крупным разломам [10].

Землетрясение, произошедшее 23.08.2020 г. в Западно-Новоземельском моноклинории, приурочено зоне коллизии межплитного орогенеза пестроцветно терригенно молассовой толщи с вулканитами, возраст ( $P_3$ - $T_1$ ad) (см. рис. 7, г).

Эпицентры сейсмотектонических событий, возникших 31.11.1992 г., 29.11.2002 г. и 26.06.2007 г. можно отнести к Северо-Новоземельскому антиклинорию (см. рис. 7). Эпицентр землетрясения 1.08.1986 г. находился в разломе в блоке Карского синклинория. Пассивная континентальная окраина, включающая шельф, слагается известняково-терригенными формациями, а континентальный склон и подножие состоят из карбонатно-кремнисто-терригенных формаций [7]. Данный район является асейсмичным, тем не менее, редкие землетрясения происходят в районе разлома Припайхойско-Приновоземельской моноклизы (см. рис. 7, г).

Для части землетрясений вдоль профиля A–A' нами были рассчитаны гипоцентры, обозначенные звездочками на глубинном разрезе (см. рис. 8, г).

Эти землетрясения относятся к Центрально-Новоземельскому мегантиклинорию, попадают в



**Рис. 8.** Распределение значений теплового потока (а); сейсмичности (б); протяженность структурных элементов (в); геолого-геофизический разрез вдоль профиля A-A' (г), (с использованием данных [7]). Структурные элементы первого порядка (арабские цифры жирным шрифтом) и другие – второго порядка (арабские цифры тонким шрифтом): **1** – Восточно-Баренцовский мегапрогиб (6 – разломно-флексурная зона Седовского блока, 8 – Софроновский жесткий блок добайкальской консолидации); **2** – Центрально-Новоземельский мегантиклинорий (9 – Предновоземельский блок, 10 – Центральный поднятый блок, 11 – Восточнопахтусовский блок, 12 – Пахтусовский блок); **3** – чехол Западно-Сибирской платформы (13 – Приновоземельский поднятый блок). *1* – значения теплового потока, мВт/м<sup>2</sup> (по [29]); *2* – эпицентры землетрясений, зарегистрированых: *a* – только станцией NVZ, *б* – более, чем тремя сейсмическими станциями (см. рис. 1); *3* – гипоцентры землетрясений; *4* – границы структурных элементов; *5*–*6* – тектонические нарушения (по [7]): *5* – главные: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; *6* – второстепенные: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; *7* – сейсмокомплексы мезозойского возраста; *8*–*12* – палеозойский осадочный чехол (сейсмокомплексы с указанием возраста): *8* – триасовый, *9* – пермский, *10* – кембрийско–пермский, *11* – карбоно–пермский, *12* – силуро-карбонатный; *13*–*14* – консолидированная кора: *13* – верхняя, *14* – нижняя; *15* – мантия

зону глубинных разломов, связанных с мантийным прогибом, и происходят на глубинах от 20 до 40 км — на границе верхней и нижней коры. Землетрясения 13.06.1995 г., 13.01.1996 г. и 2.05.2017 г. без установленных гипоцентров мы относим к разломам вдольскладчатой системы (см. рис. 8). В пределах прогиба Седова перед Предновоземельским надвигом проявлена форма приразломного структурного клина, к которому приурочено землетрясение 14.03.2006 г.

Опираясь на геолого-геофизические данные, которые мы обобщили для арх. Новая Земля и получили следующие результаты. Магнитуда землетрясений (mb<sub>ISC</sub>) за рассматриваемый период 1980–2022 гг. находится в диапазоне от 0.3 до 4.7, в среднем преобладают землетрясения магнитудами 3.2-3.4.

Землетрясения происходят вдоль выявленных разрывных нарушений разного порядка, преимущественно на границе верхней и нижней коры. Процессом подготовки корового землетрясения является накопление в его очаге упругих изгибных сейсмогенных деформаций. Разрядка напряжений происходит при превышении предела

прочности среды, при этом блоки двигаются относительно друг друга, что исключает возможности зарождения очага сильного корового землетрясения, — и здесь триггером могут служить возмущения, распространяющиеся от СОХ.

Влияние возмущений в случае их взаимной корреляции при распространении от хребтов на расстояниях 1300—1500 км в центральной части арх. Новая Земля, где фиксируется наибольшее количество землетрясений, достаточно высокое. По результатам моделирования максимальный совместный вклад энергии распространения возмущений на данных расстояниях может достигать 40—60% от прикладываемых значений возмущений (см. рис. 6).

Таким образом, проведенная нами оценка передаваемых возмущений позволяет нам предположить, что срединно-океанические хребты оказывают значительное влияние на сейсмичность района архипелага Новая Земля.

#### выводы

Наше исследование показало наличие причинно-следственных связей между событиями на СОХ и землетрясениями архипелага Новая Земля.

1. Эпицентры землетрясений коррелируются с глубинными разломами и отражают новейшую тектоническую активность архипелага, возможно, являющуюся следствием развития высокоскоростных неоднородностей в верхней и нижней коре или результатом накопления напряжений и их разрядки в ослабленных зонах.

2. Триггерным механизмом может служить совместная активность арктических рифтовых структур.

3. Временны́е интервалы, через которые возмущения от срединно-океанических хребтов (COX) достигают архипелаг Новая Земля, составляют:

 1–2 года для геологической системы хребет Книповича–трог Лены;

- 3-5 лет для хребта Гаккеля.

4. Максимальный совместный вклад различных геолого-тектонических структур срединноокеанических хребтов может достигать 40–60% от прикладываемых значений возмущений, что является достаточным условием для разрядки накопившихся напряжений.

**Благодарности.** Выражаем благодарность к.г.м.н. Д.С. Никитину (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за всестороннюю поддержку в установке сейсмической станции на арх. Новая Земля. Благодарим ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) за возможность использования разработанных во ВСЕГЕИ цифровых геологических карт. Авторы признательны рецензенту Е.П. Дубинину (Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, № гос. регистрации 122011300389-8.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0369
- Викулин А.В., Водинчар Г.М., Гусяков В.К., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Долгая А.А., Осипова Н.А. Миграция сейсмической и вулканической активности в зонах напряженного состояния вещества наиболее геодинамически активных мегаструктур Земли // Вестн. КамчатГТУ. 2011. Вып. 17. С. 5–15.
- 3. Виноградов Ю.А., Рыжикова М.И., Петрова Н.В., Пойгина С.Г., Коломиец М.В. Сильные землетрясения земного шара во II полугодии 2022 г. по данным ССД ФИЦ ЕГС РАН // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т.5. № 1. С. 7–25. https://doi.org/10.35540/2686-7907.2023.1.01
- Геология и полезные ископаемые шельфов России (атлас). – Под ред. М.Н. Алексеева – М.: Научный Мир, 2004. 108 л. – ISBN 5-89176-239-0.
- 5. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30, https://doi.org/10.7868/S0016853X13030028
- 6. Егорова Т.П., Павленкова Г.А. Сейсмо-плотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям "Кварц", "Кратон" и "Кимберлит" // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115. https://doi.org/10.7868/S0002333715010044
- Зархидзе Д.В., Красножен А.С., Шкарубо С.И., Журавлев В.А., Калугин П.С., Богатырев Л.И., Зуйкова О.Н., Радченко М.С., Богатырева Е.В., Рекант П.В., Зинченко А.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1:1000000. – 3-е поколение. – Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. – Лист S-39, 40. – Пролив Маточкин Шар. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2021. 333 с. https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/mapcomments/s-3940-prol-matochkin-shargosudarstvennaya-geologicheskaya-karta-rossiysko.pdf
- 8. Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В. Геодинамика Баренцево-Карского региона с позиции ротационной тектоники // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 20. № 1. https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2018-20.art34
- Картографическая и аналитическая платформа ArcGis [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.geocentre-consulting.ru/products/index? section=77 (Дата обращения 01.10.2023).
- Кораго Е.А., Чухонин А.П. Гранитоидные формации Новой Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 28–35.
- 11. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А., Ильин В.Ф., Гусев Е.А., Крылов А.А., Горбунов Д.А. Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад рос-

сийской Арктики) и особенности тектоники евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21–57.

https://doi.org/10.31857/S0016853X22020035

- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). – СПб.: 2005, 225 с. (Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 209).
- Кохан А.В. Морфология рифтовых зон ульрамедленного спрединга (хребты Рейкьянес, Книповича и Гаккеля) // Вестн. МГУ. Сер. 5: География. 2013. № 2. С. 61–69.
- 14. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 1–13.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. Под ред. В.В. Адушкина – М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- 16. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182. https://doi.org/10.31857/S0002333720040055
- Лобковский Л.И., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Трехмерная модель напряженно-деформированного состояния литосферы арктического региона для современной эпохи // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2018. Т. 93. Вып. 4. С. 19–26. https://doi.org/10.25633/ETN.2018.12.08
- Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. Шкала L для западной части Евразийской Арктики // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 4. С. 63–68. https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.4.06

19. *Морозов В.Н., Каган А.И., Татаринов В.Н.* Геодина-

- 19. Морозов Б.П., Каган Я.П., Гатаринов Б.П. Геодинамические аспекты радиационной безопасности на архипелаге Новая Земля // Горный информ.-аналитич. бюлл. 2015. № 9. С. 205–2219.
- Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л. Нестационарный динамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны срединно-океанических хребтов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 12–22.
- Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А., Горских П.П. Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа. Отв. ред. К.Е. Дегтярев М.: ГЕОС, 2020. 146 с.
- 22. Павлов С.П., Ступакова А.В., Мусин М.В. и др. Создание каркасной сети региональных сейсмических профилей с целью изучения строения глубоких горизонтов осадочного чехла Печоро-Баренцево-Северокарского мегабассейна (Печорский, Южно-Баренцевский районы) Мурманск: МАГЭ, 2011. 5 кн. 1067с.
- 23. Петрова Н.В., Курова А.Д. Сопоставление систем классификации землетрясений в локальных магнитудах МL в некоторых регионах Северной Евразии // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т.5. № 2. С. 61–76, https://doi.org/10.25540/0696 7007.2022.2.05
- https://doi.org/10.35540/2686-7907.2023.2.05
- Программный комплекс EL (ELRESS). [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www. krsc.ru/?q=ru/EL (Дата обращения 10.07.2023).
- 25. Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Верба М.Л. и др. Комплексные морские работы с целью получения но-

вой информации о структуре осадочного чехла Баренцева и Карского морей. – (Морской фил. ФГБУ "Росгеолфонд". Территориальный уровень. Инв. № F2407). – СПб.: ГНПП "Севморгео", 2004. 260 с. https://rfgf.ru/catalog/docview.php?did= 05dce36469648c97d19ff3ed9e28778a

- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 56–63.
- Тектоническая карта: Тектоническая карта Арктики. М-6: 1: 10000000.– Под ред.: О.В. Петрова, М. Пубелье СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. https://www.geokniga.org/maps/additional/tect\_Arctic-map.pdf.
- Уникальная научная установка "Архангельская сейсмическая сеть". – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://fciarctic.ru/index.php?page= geoss (Дата обращения 30.09.2023).
- 29. Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Кременецкая Е.О., Кваерна Т. Сейсмичность, тепловой поток и тектоника Западно-Арктического бассейна // Мониторинг. Наука и технологии. 2015. Т.24. № 3 С. 6–15.
- Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Тевелева Е.А. Сейсмичность и тепловой поток в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 74–92. https://doi.org/10.31857/S0203030622020043
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей. — Отв. ред. Ю.Г. Леонов – М.: ГЕОС, 2013. 232 с.
- 32. *Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // ДАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 227–233.
- Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. – Отв. ред. Г.А. Соболев – Новосибирск: Гео, 2014. 359 с.
- Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., Kapustian N.K., Konechnaya Ya.V., Morozov A.N. Spatiotemporal relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge system and intraplate seismicity of the European Arctic // Seismol. Res. Lett. 2021. Vol. 92. P. 2876– 2890.

https://doi.org/10.1785/0220210024

- Arctic Petroleum Geology. Ed.by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stupakova, K. Sørensen – (Geol. Soc. London. GB. 2011. Geol. Soc. Mem. No. 35), pp. 661. https://doi.org/10.1144/M35.0
- Carslaw H.S., Jaeger J.C. Conduction of heat in solids. // J. Engineering Materials and Technology. 1989. Vol. 108. P. 378–378, https://doi.org/10.1115/1.3225900
- 37. Davies J.H., Davies D.R. Earth's surface heat flux // Solid Earth. 2010. Vol. 1. P. 5–24.
- Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the upper mantle. – In: Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors. – Ed. by S.K. Runcorn, (Wiley-Intersci., NY, USA. 1969). P. 223–246.
- Fjeldskaar W. What about the asthenosphere viscosity? Comment on "Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe" by K. Lambeck, C. Smither and P. Johnston // Geophys. J. Int. 2000.

Vol. 142. № 1. P. 277-278.

https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00126.x

40. *Hutchinson M.F.* A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // J. Hydrol. 1989. Vol. 106. № 3–4. P. 211–232.

https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90073-5

- Hutchinson M.F., Xu T., Stein J.A. Recent progress in the ANUDEM elevation gridding procedure. – In: Geomorphometry. – Ed. by T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson, M. Gould, (Redlands, California, USA, 2011). P. 19–22.
- ISC Bull. [Electronic resource], http://www.isc.ac.uk/ iscbulletin/search/bulletin/ (Accessed July 10, 2023). https://doi.org/10.31905/D808B830
- Kim W.-Y., Ottemöller L. Regional Pn body-wave magnitude scale mb(Pn) for earthquakes along the northern mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2017. Vol. 122. P. 10,321–10,340. https://doi.org/10.1002/2017JB014639
- 44. *Klitzke P., Faleide J. I., Scheck-Wenderoth M., Sippel J.* A lithosphere-scale structural model of the Barents Sea and Kara Sea region // Solid Earth. 2015. Vol. 6. P. 153–172.

https://doi.org/10.5194/se-6-153-2015

Kværna T., Dando B.D.E., Gibbons S.J. Seismic monitoring of Novaya Zemlya: Progress, challenges and prospects // Seismol. Res. Lett. 2023. Vol. 94. № 3. P. 1495–1508.

https://doi.org/10.1785/0220220338

- Marsan D., Bean C.J. Seismicity response to stress perturbations analyzed for a word-wide catalogue // Geophys. J. Int. 2003. Vol. 154. P. 179–195.
- 47. Morozov A.N., Asming V.E., Vaganova N.V., Konechnaya Ya.V., Mikhaylova Ya.A., Evtyugina Z.A. Seismicity of the Novaya Zemlya archipelago: Relocated event catalog from 1974 to 2014 // J. Seismol. 2017. Vol. 21. № 6. P. 1439–1466. https://doi.org/10.1007/s10950-017-9676-y

- 48. Morozov A.N., Vaganova N.V., Mikhailova Ya.A., Starkov I.V. Unification of magnitudes for modern earthquakes in the Eurasian Arctic region // Seismic Instruments. 2022. Vol. 58. № 4. P. 389–397, https://doi.org/10.3103/S0747923922040077
- 49. Pollitz F.F., Burgmann R., Romanowicz B. Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes // Science. 1998. Vol. 280(5367). P. 1245–9. PMID: 9596574. https://doi.org/10.1126/science.280.5367.1245.
- 50. *Priestley K., McKenzie D.* The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 381. P. 78–91.
- 51. Skordas E.S., Meyer K., Olson R., Kulhanek O. Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. Vol. 185. № 3–4. P. 295–307. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90450-7
- Spatial Analyst Tools Topo to Raster, http:// https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/topo-to-raster (Accessed October 1, 2023).
- 53. *The Global Heat Flow Database* [Electronic resource], https://www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database (Accessed September 30, 2023).
- 54. Velicogna I., Wahr J. Postglacial rebound and Earth's viscosity structure from GRACE // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. № B12. P. 2376. https://doi.org/10.1029/2001JB001735
- 55. Vorobieva I.A., Gvishiani A.D., Shebalin P.N., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Skorkina A.A., Sergeeva N.A., Fomenko N.A. Integrated Earthquake Catalog II: The Western sector of the Russian Arctic // Applied Sciences. 2023. Vol. 13. № 7084.

https://doi.org/10.3390/app13127084

 Yang X., North R., Romney C., Richards P.G. Worldwide nuclear explosions // Int. Geophysics. 2003. Vol. 81. P. 1595–1599.

# Influence of Mid-Oceanic Ridges on Seismicity of Novaya Zemlya Archipelago

G. N. Antonovskaya<sup>a, \*</sup>, Ya. V. Konechnaya<sup>a, b</sup>, I. M. Basakina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, 163020 Arkhangelsk, Arkhangelsk Oblast, Russia

<sup>b</sup>Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, 294034 Obninsk, Kaluga Oblast, Russia

\*e-mail: essm.ras@gmail.com

The influence of the mid-oceanic ridges (MOR), including the Gakkel Ridge and the geological system Knipovich Ridge–Trough Lena, on the seismicity of the Novaya Zemlya archipelago area for 1980–2022 is considered. For each geological element under consideration, we compiled seismic catalogs with a single unified magnitude  $mb_{ISC}$  for an equivalent comparison of information, and the annual seismic energy was calculated, and graphs of its distribution by year were constructed. We performed analytical modeling based on the Elsasser model describing the process of local stress transfer in a rigid elastic lithosphere underlain by a viscous asthenosphere, and made quantitative calculations of the disturbance propagations from MOR. The time intervals through which disturbances from MOR reach the Novaya Zemlya archipelago are 1-2 years for the geological system Knipovich Ridge–Trough Lena and 3-5 years for the Gakkel Ridge. The maximum joint contribution to the level of seismic activity of various geological and tectonic structures of the MOR can reach 40-60% of the applied disturbances values, which is a sufficient condition for the influence on seismicity of the Novaya Zemlya orogen. The most geodynamical active structures and zones of concentration of tectonic stresses are identified.

*Keywords:* Novaya Zemlya archipelago, seismicity, mid-ocean ridges, tectonic processes, transmission of disturbances

УДК 550:24

# ХАНГАЙСКИЙ ВНУТРИМАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ (МОНГОЛИЯ): 3D МОДЕЛЬ, ВЛИЯНИЕ НА КАЙНОЗОЙСКУЮ ТЕКТОНИКУ И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

© 2023 г. В. Г. Трифонов<sup>1, \*</sup>, С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, С. А. Соколов<sup>1</sup>, С. В. Мазнев<sup>1</sup>, К. И. Юшин<sup>1</sup>, S. Demberel<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup> Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences, PO 13343 Ulaanbaatar, Mongolia

\*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 14.09.2023 г. После доработки 16.10.2023 г. Принята к публикации 25.10.2023 г.

Хангайский плюм расположен под Центральной и Восточной Монголией и соответствует объему мантии с существенно пониженными скоростями продольных (Р) волн. Плюм выделен в результате анализа объемной модели MITP08 вариаций скоростей *Р* волн, выраженных отклонениями этих скоростей от средних для соответствующих глубин значений в процентах. Над плюмом литосферная мантия утонена до ~50 км. Особенно низкие скорости (до -6%) обнаружены в подлитосферной мантии до глубины 400 км. Основное тело плюма находится под Хангайским нагорьем и распространяется на север до края Сибирской платформы. Хэнтэйская ветвь плюма выделена юго-восточнее Хэнтэйского нагорья. Она связана с основным телом плюма на глубинах 800-1000 км. Ответвления плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются в Забайкалье. Размеры плюма уменьшаются с глубиной, и его самая глубокая часть (1250-1300 км) находится под южной частью Хангайского нагорья. Главному телу Хангайского плюма соответствует на земной поверхности кайнозойское поднятие высотой до 3500-4000 м на юге Хангайского нагорья. С юго-востока территория Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви ограничена позднекайнозойскими прогибами, протягивающимися вдоль юго-восточной границы Монголии. С других сторон Хангайское поднятие ограничено С-образным поясом впадин, состоящим из юго-восточной части Байкальской рифтовой зоны, Тункинской и Тувинской впадин на севере, Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер на западе и Долины Озер на юге. Впадины заполнены озерными и флювиальными отложениями от позднего олигоцена до плиоцена. В четвертичное время Южная и Центральная впадины Байкала, заложенные не позднее раннего палеогена, стали частью Байкальского рифта, а другие впадины были вовлечены в общее поднятие региона. Структурный парагенез Хангайского поднятия и обрамляющих впадин обусловлен воздействием Хангайского плюма. Над плюмом с его Хэнтэйской и Забайкальскими ветвями происходил кайнозойский базальтовый вулканизм плюмового типа, местами наследующий меловые вулканические проявления. Плюмовый структурный парагенез сочетается со структурным парагенезом, производным от взаимодействием плит и блоков литосферы, который выражен активными разломами, но развивался синхронно с плюмовым парагенезом. Кинематика активных разломов показывает, что западная и центральные части региона развиваются в условиях транспрессии, а северо-восточная часть — в условиях растяжения и транстенсии. Хангайский плюм связан на глубине с Тибетским плюмом, расположенным под центральной и восточной частями Тибета севернее блока Лхаса. Тибетский плюм восходит с глубин 1400-1600 км и сопровождается утонением литосферы и полъемом земной поверхности. Хангайский и Тибетский плюмы представляют особую категорию плюмов, которые поднимаются из верхов нижней мантии и этим отличаются от верхнемантийных плюмов и Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, восходящих от границы ядра и мантии. Возможна связь Хангайского и Тибетского плюмов с ответвлениями суперплюмов, но допускается и их независимое происхождение.

*Ключевые слова:* сейсмотомографическая модель мантии, мантийный плюм, кайнозойская тектоника, активный разлом, геодинамическое воздействие мантии на земную кору

DOI: 10.31857/S0016853X23060073, EDN: GFPLXF



Рис. 1. Рельеф Центральной Азии и район исследований

Показано (линии черным) положение мантийных разрезов.

Впадины: ВВ – Баргузинская, ВС – Бусийнгольская, СН – Чуйская, DA – Дархатская, ТВ – Тункинская, TV – Тувинская, UN – Убсунурская впадина; *Прогиб*: SV – Селенгино-Витимский; *Озера*: HL – оз. Хубсугул, KL – оз. Хара-Ус-Нур, KN – оз. Хиргиз-Нур; *Горная система*: TS – Тянь-Шань; Хребет: KD – хр. Хамар-Дабан.

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Исследуемый регион охватывает горные системы Южной Сибири и Западной и Центральной Монголии, а именно, Восточный Саян, Хангайское и Хэнтэйское нагорья, Западное Забайкалье, Гобийский и Монгольский Алтай, а также сопряженные с ними межгорные впадины (рис. 1).

Кайнозойская структура региона образована сочетанием поднятий, впадин и нарушающих их разломов. Большинство разломов, демонстрирующих признаки позднеплейстоценовой—голоценовой активности, структурно взаимосвязаны и могут интерпретироваться как элементы единой системы деформаций, обусловленной взаимодействием блоков литосферы. дин не столь очевидно. Они различаются по морфологии, и их очертания и внутренняя структура не всегда соответствует расположению и кинематике активных разломов. Это привело нас к предположению, что кайнозойская структура региона определяется не только взаимодействием плит и блоков литосферы, но также воздействием мантийных преобразований. Мы выполнили предварительный анализ объемной модели скоростных вариаций *P*-волн MITP08 [92]. Анализ выявил обширный объем мантии с существенно пониженными скоростями *P*-волн под Хангайским нагорьем и его окружением, который, сужаясь, прослеживается на глубину до ~1250 км. На глубинах около 800 км обнаружен канал, который связыва-

Происхождение кайнозойских поднятий и впа-

ет выделенный объем с низкоскоростным объемом возле Хэнтэйского нагорья. Мы интерпретировали всю эту область низкоскоростной мантии как Хангайский внутримантийный плюм [56].

Цель статьи — определить соотношения Хангайского плюма и кайнозойской структуры земной коры региона. Для этого будут уточнены контуры Хангайского плюма, определена его внутренняя структура и построена 3D модель, основанная на базе данных MITP08, а кайнозойская структура и ее развитие над Хангайским плюмом и его окружением будет охарактеризована на основе анализа рельефа и разрезов отложений межгорных впадин. Дополнительной целью является определение места Хангайского плюма в иерархии мантийных плюмовых структур путем сравнения с другими плюмами.

# ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Чтобы выбрать сейсмотомографическую модель, наиболее приемлемую для анализа строения мантии Центральной Азии, мы построили три меридиональных разреза вдоль линии А–А', основанных на разных глобальных моделях вариаций скоростей сейсмических волн  $\delta V$  (рис. 2).

На всех трех разрезах с различной детальностью и конфигурацией границ выделяются два обширных на разных глубинах объема мантии с отрицательными  $\delta V$ , имеющими признаки корней в нижней мантии. Северный объем мы отождествили с Хангайским плюмом, а южный — с Тибетским плюмом.

Модель NGRAND для *S*-волн [71, 82, 108] (см. рис. 2, разрез 1), рассчитанная в конце 1990-х гг., обладает низким разрешением, но показывает, что указанные особенности в то время уже достоверно определялись. Она вполне применима для иллюстрации распределения δ*V*s в масштабе всей Земли.

Модель МІТРО8 для Р-волн [92] (см. рис. 2, разрез 2) по утверждению ее авторов имеет пространственную детальность ~100 км в областях мантии с наиболее плотными данными и ~150 км в нижней мантии. В ней объемы с отрицательными  $\delta V$ р приобретают расслоенный по вертикали вид и более четкую выраженность корней в нижней мантии. Модель UU-Р07 для *Р*-волн [65, 83, 109] (см. рис. 2, разрез 3) согласно ее авторам также имеет пространственную детальность ~100 км вблизи поверхности и ~200 км в нижней мантии. Мелкомасштабные закономерности распределения  $\delta V$  сохраняются, проявляется четкая прорисовка аномалий в верхней мантии, но менее детальное отображение в нижней. При этом южная и северная части Тибета в модели UU-P07 имеют значения вариации  $\delta V$ р, характерные для Индийского субконтинента. В связи с вышеизложенным для исследования была выбрана модель MITP08 [92], отличающаяся хорошим разрешением в верхней мантии и реалистичностью.

Модель δ*V*р МІТР08 [92] обладает повышенным разрешением под орогеническими поясами, зонами сублукции и областями с развитой сейсмической сетью. Скоростной рисунок верхней мантии в сейсмически активных регионах, к которым принадлежит район Хангайского плюма и Тибета, обладает пространственным разрешением до 100 км в вертикальном и горизонтальном направлениях [92] и худшим разрешением в нижней мантии, где плотность лучей от источника к приемнику уменьшается. В океанических регионах, где сейсмичность на порядок магнитуды ниже, чем в зонах субдукции и континентальных подвижных поясах, как и в нижней мантии континентов, разрешение модели МІТР08 мало отличается от моделей 1990х годов.

Поле вариаций сейсмических скоростей δ*V*р может иметь несколько интерпретаций – термальную, вещественную и связанную с тензочувствительностью.

Термальная модель наиболее обоснована и используется чаще других. Отрицательные значения  $\delta V$  сопоставляются с "горячими" объемами мантии, разогретыми и частично расплавленными. Положительные значения  $\delta V$  сопоставляются с "холодными" объемами, которые характеризуют либо исходное состояние [51], либо слэбы со значительными (>0.75%) положительными отклонениями.

Данные модели MITP08 с неравномерным распределением по глубине были трансформированы в объемный 3D грид на однородной сетке 50 км с избыточным интервалом. На глубину грид покрывает пространство от земной поверхности до границы мантии и ядра. Для нашей работы были привлечены данные на территорию, показанную на рис. 1. Анализируется пространственное распределение отрицательных "горячих"  $\delta V$ р. Визуализировать весь объем модели в виде 3D модели можно в интерактивном режиме, но трудно показать на 2D иллюстрациях. В большинстве работ, использующих сейсмотомографические данные, свойства мантийных объектов иллюстрируются 2D вертикальными разрезами или горизонтальными срезами. Таким путем трудно сформировать 3D представление.

Одним из эффективных способов показать объемное распределение скоростных вариаций является комбинирование двух или трех взаимно перпендикулярных разрезов, область пересечения которых сфокусированы на анализируемом мантийном объекте, как это показано в работе [52]. Однако область между разрезами остается неиллюстрированной и сохраняет неопределенности



Рис. 2. Разрезы мантии по линии А–А'.

Разрезы основаны на сейсмотомографических моделях: 1 – NGRAND (по [71, 82, 108]); 2 – MITP08 (по [92]); 3 – UU-P07 (по [65, 83, 109]).

в ее интерпретации. В этом случае можно использовать комбинацию разрезов с изоповерхностью некоторого значения анализируемого параметра, что дает возможность показать одновременно номинальные значения параметра внутри аномалии и ее распространение между плоскостями разрезов. Этот подход использован в статье, чтобы выявить "горячие" мантийные полости, объединенные в непрерывные цепочки в вертикальном и горизонтальном направлениях и оконтуренных изоповерхностью с отрицательным значением -0.22%. Последнее было выбрано таким образом, чтобы были видны каналы поступления "горячего" мантийного вещества из глубины к поверхности. 2D изображения трехмерной модели выполнены с наиболее информативного ракурса, под которым видны интересующие свойства мантии.

Кайнозойская структура земной коры региона исследовалась путем анализа многочисленных опубликованных материалов, дополненных новыми данными авторов статьи. Эти новые данные получены в результате полевых работ 2020—2022 гг. и обработки полученных материалов совместно с анализом космических изображений и моделей рельефа. В ходе полевых работ уточнены разрезы неоген—четвертичных отложений Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер и история их формирования, положение и кинематика Южно-Таннуольского, Эрзин-Агардагского и Цэцэрлэгского активных разломов.

При определении структуры и интенсивности кайнозойских поднятий мы исходили из положения, что они возникли на месте денудационного и аккумулятивного пенеплена, окончательно сформированного в конце мела и палеогене. Строение поднятий определялось по положению вершинной поверхности выходов палеозойского, реже раннемезозойского фундамента, местами покрытого корой выветривания или потоками позднекайнозойских базальтов. Для такой оценки строились геоморфологические профили. Строение и история формирования кайнозойских впадин определялись путем анализа их морфологии и отложений. Гранулометрический состав и определение источников сноса кайнозойского обломочного материала были индикаторами роста поднятий. При параметризации активных разломов, в дополнение к анализу опубликованных данных, мы исследовали проявления разломных зон на космических изображениях и принимали в расчет результаты выполненного тренчинга.

#### НЕОТЕКТОНИКА РЕГИОНА

#### Докайнозойская структура

 Континентальная кора региона состоит из докембрийских блоков, разделенных и частично переработанных более поздними тектоническими образованиями (рис. 3).

Они являются реликтами Палеоазиатского океана, который развивался с позднего докембрия до раннего палеозоя. Кора была консолидирована примерно на рубеже силура и девона и нарушена снова на юге и востоке региона формированием герцинских и раннемезозойских складчато-надвиговых зон, которые возникли при закрытии Палеотетиса и Монголо-Охотского палео-океана [30]. Раннемезозойские зоны представлены Солонкерской зоной в Южной Монголии, которая подверглась складчато-надвиговым деформациям в середине триаса [30] и западным окончанием Монголо-Охотского коллизионного пояса в Забайкалье, сформированным к середине юры [2]. Еще до завершения этих коллизионных процессов в Западном Забайкалье возникли грабены северо-восточного простирания, развитие которых сопровождалось рифтовым вулканизмом и завершилось в середине мела [2, 62, 63, 113]. Контрастные послесреднеюрские-предпозднемеловые тектонические движения происходили и в более западных частях исследуемого региона [7].

В позднемеловое время интенсивность тектонических движений ослабела и существовавший рельеф был в значительной мере денудирован [19, 28]. Началась финальная стадия тектонического развития региона, описанная ниже.

#### Кайнозойская структура

Регион характеризуется контрастным рельефом. Максимальные высоты достигают 3492 м на востоке Восточного Саяна, 4031 м на юге Хангайского нагорья, 4356 м на северо-западе и 4231 м на юго-востоке Монгольского Алтая. Высота Гобийского Алтая уменьшается от сочленения с Монгольским Алтаем на восток, где максимальная отметка — 2846 м. В Забайкалье наибольшей высоты 2840 м достигает Баргузинский хребет. Самое низкое положение земной поверхности выявлено на дне оз. Байкал к югу от о-ва Ольхон — 1186.5 м ниже уровня моря. Максимальный контраст рельефа превышает 5.5 км.

Кайнозойская структура региона образована сочетанием грабенов, впадин и горных поднятий, которые ограничены и нарушены разломами разной кинематики. Выделяются два типа кайнозойских поднятий — изометричные своды и линейные сводово-глыбовые поднятия (рис. 4).

Сводовый тип поднятий представлен Хангайским и Хэнтэйским нагорьями. Поверхность фундамента, вскрытая на Хангайском нагорье, в рельефе образует купол. Он разделяется на северную и более поднятую (до 4000 м) южную части депрессией между Хангайским и Цэцэрлэгским разломами. Южная часть купола (Хангайский хребет)



**Рис. 3.** Тектоническая карта севера Центральной Азии (по данным [2, 30, 35] с изменениями и дополнениями). *1* – позднемеловые и кайнозойские межгорные впадины и грабены с молассовым заполнением; *2* – мезозойский и кайнозойский платформенный чехол на деформированном палеозойском фундаменте; *3* – Монголо-Охотский мезозойский складчато-надвиговый пояс; *4* – Солонкер-Линсийская раннемезозойская складчато-надвиговая зона; *5* – герцинские остаточные впадины; *6* – герцинские складчато-надвиговые зоны; *7* – каледонские остаточные впадины; *6* – герцинские складчато-надвиговые зоны; *7* – каледонские остаточные впадины; *8* – каледонские и раннепалеозойские складчато-надвиговые зоны; *9* – складчато-надвиговые зоны позднего докембрия с фрагментами фундамента типа Сибирской платформы; *10* – микроплиты и блоки докембрийского фундамента внутри палеозойских и раннемезозойских складчато-надвиговых поясов; *11* – докембрийская платформа; *12* – крупные разломы

слегка удлинена в северо-западном направлении. Юго-западный склон круче северо-восточного и представляет собой равнину, наклоненную к Долине Озер. Поверхность свода слабо деформирована. Речные врезы не превышают 500 м. Северная граница южной части свода выражена уступом, по которому поверхность опущена на 500– 750 м. Северная часть свода высотой до 3000 м протягивается до района оз. Хубсугул и осложнена зонами деформаций второго порядка, образующими поднятия хребтов Тарвагатай, Булнай и Хамар-Дабан. Хэнтэйский свод сходен с Хангайским, но меньше по размеру и высоте (до 2800 м).

Сводово-глыбовая форма линейных поднятий второго типа определяется сочетанием изгиба поверхности фундамента с блоковыми перемеще-



Рис. 4. Карта кайнозойской тектоники севера Центральной Азии

1 — изолинии вершинной поверхности фундамента на поднятиях и подошвы чехла во впадинах (м); 2 — осадочное и вулканическое заполнение позднемеловых и кайнозойских впадин и грабенов; 3 — равнины с кайнозойским платформенным чехлом; 4 — плиоцен-четвертичные разломы; 5 — крупные активные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — прочие активные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — сбросы; 8 — надвиги и взбросы; 9 — сдвиги; 10 — границы слабо опущенных линейных прогибов (Селенгино-Витимского и Восточной Монголии)

ниями и наклоном в результате движения по разломам. Смещения по продольным разломам присутствуют во всех линейных поднятиях. Доля изгибной деформации варьирует. Она доминирует в Гобийском Алтае и присутствует в Монгольском Алтае, хребтах Танну-Ола, Хамар-Дабан и Икат. В Восточном Саяне и соседней части Тувинского нагорья преобладают блоковые смещения по разломам. Они же определяют горстовое строение Приморского и Байкальского хребтов на западном побережье Байкала, как и Баргузинского и других хребтов, сопряженных с грабенами Западного Забайкалья [57].

В регионе представлены два типа кайнозойских депрессий — грабены и впадины неправильных очертаний. Крупнейшим и сложно построенным грабеном является простирающаяся на северо-восток Байкальская рифтовая зона (рис. 5).

Она ограничена с северо-запада системой крупных сбросов, отделяющих Байкальскую зону от горстов Приморского и Байкальского хребтов. Противоположная сторона рифта нарушена многочисленными сбросами меньшей амплитуды. Внутри рифтовой зоны выделяются Южная, Центральная и Северная впадины. Глубина дна озера максимальна в северной части Центральной впадины (—1637 м при уровне воды 455.5 м над уровнем моря). Максимальная глубина немного меньше в Южной впадине и существенно меньше в Северной. Депоцентры кайнозойского осадочного чехла приблизительно совпадают с понижениями дна озера. Расчетная мощность осадков



**Рис. 5.** Кайнозойская структура Байкальской рифтовой зоны и ее южного обрамления. *Хребты:* AR – Академический, BN – Баргузинский, BR – Байкальский, IR – Итакский, PR – Приморский; *Впадины:* EB – Еравнинская, GU – Гусиноозерская, NB – Северная, SB – Южная, TU – Тугнинская; Остров: OI – о. Ольхон.

достигает ~7 км в Южной впадине и 7.5 км в Центральной [58].

Наибольший контраст между положением поверхности фундамента на севере Центральной впадины и на вершине соседней северной части Приморского горста-хребта превышает 10.3 км. Максимальная высота расположенного северовосточнее Байкальского хребта возрастает до 2574 м, но это лишь на ~7 км выше дна соседней Северной впадины, поскольку мощность осадков сокращается там до 4.4 км [58].

Северная впадина отделена от южной впадины Центральной перемычкой, которая простирается от о-ва Ольхон на северо-восток вдоль подводно-

го Академического хребта. На хребте глубина озера и мощность осадков резко сокращены. Глубина озера уменьшается также между Центральной и Южной впадинами, но там мощность осадков возрастает до 7.5 км в дельте р. Селенги [58]. От этого глубина перемычки резко уменьшается.

К востоку от Байкала преобладают грабены северо-восточного простирания. Как правило, они являются полу-грабенами, у которых одна сторона образована главной разломной зоной, тогда как другая сторона не нарушена или образована разломами меньшей амплитуды. Чаще главный разлом ограничивает грабен с северо-запада. В том же направлении простирается обширный, но малоамплитудный Селенгино-Витимский прогиб

Забайкалья. На севере Хангайского свода находятся меридиональные грабены Хубсугул, Дархат и Бусийнгол. Хубсугульский грабен смыкается на севере с Тункино-Мондинской зоной разломов, которая протягивается на восток до южного окончания Байкальской рифтовой зоны. Дно озера, заполняющего Хубсугульский грабен, находится на высоте 1380 м, что более чем на 1 км ниже поверхности соседних хребтов.

Важной особенностью центральной части региона является С-образный пояс впадин, обрамляющих Хангайское нагорье с юга, запада и севера (см. рис. 4). Все впадины выражены понижениями современного рельефа. Их днища находятся на высотах: 980 м на востоке и 1300 м на западе Долины Озер; 1200 и 950 м, соответственно, в северном и южном разветвлениях западного продолжения Долины Озер на стыке Гобийского и Монгольского Алтая; 1020 м в Котловине Больших Озер, 750 м в Убсунурской и 700 м в Тункинской впадинах. Впадины различаются очертаниями и морфологией.

Простирающаяся на запад-северо-запад южная впадина Долины Озер расположена между Хангайским нагорьем и Гобийским Алтаем. Мощность кайнозойского чехла превышает 600 м [6]. Северный склон впадины плавно переходит в наклонную равнину южного склона нагорья. Вдоль южного края впадины протягивается Гоби-Алтайская зона разломов [55]. На западе, на сочленении Гобийского и Монгольского Алтая, впадина разделяется выступом фундамента на две ветви.

Расположенная севернее Котловина Больших Озер — неравномерно прогнутая депрессия неправильных очертаний. По данным бурения на севере и западе впадины возле озер Хиргис-Нур и Хара-Ус-Нур, мощность кайнозойских отложений достигает 500 м. Западная граница впадины с Монгольским Алтаем образована прерывистой зоной правых сдвигов со значительной вертикальной компонентой движений. Подняты западные крылья разломов. Поднятие хребта Хан-Хухийн отделяет на севере Котловину Больших Озер от Убсунурской впадины. Вдоль южного склона хребта фундамент надвинут на юрские отложения, а последние — на плиоцен-четвертичные [7].

Убсунурская впадина имеет неправильные очертания. По данным бурения, мощность кайнозоя достигает 700—900 м на северо-западе впадины и 500 м на юго-западе возле г. Улангом [6]. На востоке впадина переходит в предгорья Хангайского нагорья без видимых разломов. Хангайский разлом, протягивающийся вдоль хребта Хан-Хухейн, ограничивает впадину с юга. По разлому выявлены интенсивные позднеплейстоценовые и голоценовые левосдвиговые перемещения. Но простирающийся вдоль разлома уступ высотой до 500—750 м с поднятым южным крылом позволяет предположить, что на более ранних стадиях развития была значительной вертикальная компонента движений. На севере впадина ограничена Северо-Убсунурским разломом, который наследует древнюю зону нарушений и выражен в кайнозойской структуре складчатой деформацией неогеновых отложений. Нижне-среднемиоценовые отложения, присутствующие в более южных частях впадины, возле разлома выклиниваются. С запада впадина ограничена Цаган-Шибетинским разломом, вдоль которого Е.В. Девяткин [7] предполагал 70-километровый послесреднеюрский правый сдвиг.

Большая часть Тувинской впадины покрыта четвертичными осадками. Судя по редким обнажениям и буровым данным, неогеновые и верхнеолигоценовые отложения присутствуют только в отдельных частях впадины. Вдоль северной границы впадины протягивается Саяно-Тувинский разлом, который наследует древнюю сутуру и в позднем кайнозое выражен левым сдвигом со взбросовой составляющей.

Восточнее протягивается цепь депрессий, разделенных перемычками. Это (с запада на восток) Мондинская, Хойтогольская, Тункинская, Торская и Быстринская впадины. Быстринская впадина отделена Култукской перемычкой от западного окончания Южной впадины Байкала. В крупнейшей Тункинской впадине мощность кайнозойских отложений достигает ~2500 м [43, 103]. Впадины асимметричны [19]. Они ограничены с севера горным поднятием Тункинских Гольцов с высотами до 3200-3300 м. Склоны поднятия, обращенные к впадинам, крутые. Вдоль них простирается Тункино-Мондинская зона разломов, которая соединяется на востоке с юго-восточным окончанием Главной Саянской зоны разломов. Склон хребта Хамар-Дабан, ограничивающего впадины с юга, более пологий, а платообразная поверхность хребта на 500-700 м ниже Тункинских Гольцов. В Тункинской впадине асимметрия проявляется и в том, что область наиболее мощных отложений приближена к северному борту.

По своему положению и ориентировке Южная впадина Байкала могла бы считаться продолжением С-образного пояса, но в современной структуре она является частью Байкальской рифтовой зоны, которая имеет форму асимметричного грабена. Кулисный ряд плоских линейных депрессий протягивается на северо-восток вдоль юговосточной границы Монголии от восточного окончания Гобийского Алтая до озер Буин-Нур и Далайнор и истоков р. Аргуни. Депрессии сложены отложениями палеогена и миоцена, местами покрытыми четвертичными осадками. Вероятно, депрессии являются юго-восточным элементом пояса впадин, ограничивающих Хангайский и Хэнтэйский своды.

#### История развития кайнозойской структуры

Кайнозой Центральной Азии представлен континентальными терригенными отложениями различного гранулометрического состава и происхождения, местами в сочетании с базальтами и угленосным породами на разных стратиграфических уровнях. Стратиграфия кайнозоя региона интенсивно изучалась в последние 70 лет. Важнейшее место в этих исследованиях заняли работы Н.А. Логачева для Байкальской части региона [18, 19] и Е.В. Девяткина для Монголии [6]. Их результаты основаны на изучении разрезов впадин и их сравнении с реликтами кор выветривания на соседних поднятиях.

В.Д. Мац [27, 28] разделил толщи Байкальского рифта на три тектоно-стратиграфических комплекса:

(1) — верхний мел не выше маастрихта—нижний олигоцен (~70–27 млн лет);

(2) — верхний олигоцен—нижний плиоцен (27–3.5 млн лет);

(3) — верхний плиоцен-квартер (последние 3.5 млн лет).

В.Д. Мац разделил комплексы (2) и (3) на нижний и верхний подкомплексы и выявил фазы деформаций между эпохами их накопления. Это фазы ~27 млн лет между комплексами (1) и (2), ~10 млн лет между нижней и верхней частями комплекса (2), 4–3 млн лет между комплексами (2) и (3) и 1.2–0.8 млн лет между нижней и верхней и верхней частями комплекса (3). Фазы выражены угловыми несогласиями, структурными перестройками и/или изменениями характера седиментации. Мы распространили эти комплексы на весь исследуемый регион.

В районе Гобийского Алтая и Долине Озер верхний мел — нижний олигоцен образует платформенный чехол тонкозернистых песчано-глинистых отложений, обычно красноцветных. Они несогласно перекрывают породы фундамента и местами мезозоя до нижнего мела включительно.

В Долине Озер кайнозойская часть разреза имеет мощность ~280 м (рис. 6, разрез 1). В осевых частях впадины отложения нередко имеют озерное происхождение. На северном борту мощность уменьшается и возрастает содержание аллювиальных отложений. Верхний олигоцен связан с нижним олигоценом постепенным переходом. Олигоцен северного склона долины содержит три пласта базальтов с K-Ar датами  $32 \pm 2$ ,  $31 \pm 0.2$  и 24 ± 3 млн лет [6]. Число базальтовых пластов возрастает на южном склоне Хангайского нагорья. В депрессиях, расположенных северо-восточнее сочленения Гобийского и Монгольского Алтая, миоцен представлен ошинской свитой. Она сложена озерными глинами и алевритами с прослоями известняка, песка и гравия мощностью 100150 м в центральных частях депрессий и аллювиальными и озерными песками общей мощностью до 150 м вблизи соседних поднятий. На северном склоне Долины Озер нижний—средний миоцен содержит два базальтовых пласта, датированных  $20 \pm 0.5$  и 18.9  $\pm 0.8$  млн лет [6]. Нижне-среднемиоценовые озерные отложения мощностью 80— 100 м вскрыты скважинами в центре долины.

Плиоцен-квартер осевой части Долины Озер сложен озерными осадками. Область их распространения уменьшалась со временем. По буровым данным мощность нижнего плиоцена составляет 100-120 м и уменьшается к бортам до 80 м. С позднего плиоцена отмечается погрубение обломочного материала и расширение областей аллювия по краям впадины. Мощность верхнеплиоцен-четвертичных отложений оценивается десятками метров. По берегам современных озер Бон-Цаган-Нур и Улан-Нур выявлены озерные террасы среднего и позднего плейстоцена высотой, соответственно, 100-200 м и 40-60 м над современным уровнем озера. Сходные террасы в сухих озерах северо-восточнее сочленения Гобийского и Монгольского Алтая подняты на высоту 100-150 м и 50 м [6].

Южнее Гобийского Алтая и юго-западнее Монгольского Алтая палеоген и неоген литологически сходны с отложениями Долины Озер. К югу от Гобийского Алтая мощность верхнего олигоцена уменьшается до 20–30 м, а неогена – до 25– 30 м. Это указывает на более слабое прогибание. Сходство осадков и их нахождение на склонах Гобийского Алтая свидетельствуют, что его большая часть поднялась не ранее миоцена.

В депрессиях, объединенных названием Котловины Больших Озер (см. рис. 6, разрез 2), разрез кайнозоя начинается верхнеолигоценовыми красными глинами и песчаниками мощностью 50–60 м. Миоцен представлен терригенной ошинской свитой мощностью 200–300 м. Ее нижняя часть (нижний?—средний миоцен) такая же, как и в Долине Озер.

На северном побережье оз. Хиргис-Нур верхняя часть свиты сложена песками с прослоями мергелистых глин мощностью 80–100 м. На бортах впадины озерные и аллювиальные отложения замещаются субаэральными глинами с прослоями песка, щебня и галечника [6]. Два типа отложений характеризуют нижний плиоцен с верхами миоцена и, вероятно, низами верхнего плиоцена. Свита хиргис-нур мощностью 150–200 м заполняет центральные части Котловины Больших Озер. Она сложена озерными и озерно-аллювиальными осадками. В краевых частях впадины залегает более грубообломочная флювиальная свита алтан-тели мощностью до 100–150 м.

Выше залегают аллювиальные отложения верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовой свиты туин-

гол мощностью до 20 м. Их аналоги слагают чехлы высоких (60-90 м) террас Монгольского Алтая. Более низкие речные террасы принадлежат среднему-позднему плейстоцену. Озерные террасы среднего и позднего плейстоцена подняты, соответственно, на 232 м и 152 м над оз. Хиргис-Hyp [6].

На севере Убсунурской впадины разрез начинается верхнеолигоценовыми (?) глинами мощностью 120 м [61]. Нижне- и среднемиоценовые отложения не выявлены, но известны южнее. Обнаружены аналоги верхней части ошинской (верхний миоцен), хиргис-нурской (верхний миоцен-плиоцен) и туин-гольской (верхний плиоцен-нижний плейстоцен) свит. В центре впадины присутствуют плейстоценовые озерные отложения. Средне- и позднеплейстоценовые озерные террасы подняты над оз. Убсу-Нур, соответственно, на 303 м и 207 м [6].

В северной части Тункинской впадины мощность кайнозоя достигает ~2500 м к югу от пос. Аршан [43, 103]. Скв. Р-2 прошла здесь 2120 м, не достигнув фундамента [89]. Его поверхность была вскрыта на глубине 1059 м скв. С-1 на юге впадины, где мощность отложений сокращена [26]. Разрез Тункинской впадины (см. рис. 6, разрез 3) состоит из пяти стратиграфических подразделений:

(1) – танхойская (угленосная) свита верхнего олигоцена-нижнего плиоцена мощностью ~1400 м;

(2) – охристая (красноцветная) свита верхнего плиоцена мощностью ~500 м;

(3) – туфогенно-песчаная толща верхнего плиоцена — гелазия мощностью 270 м;

(4) - песчаная толща нижнего-среднего плейстоцена, возможно, с низами верхнего плейстоцена, мощностью 300-350 м;

(5) - верхний плейстоцен-голоцен мощностью до 30 м [43, 103].

Танхойская свита (1) сложена глинами, алевритами, песками и мергелями с прослоями диатомита и пластами бурого угля вблизи бортов и десятками пластов базальтовой лавы, вскрытых скв. Р-2. Базальты танхойской свиты скв. Р-2 (нижние 1060 м разреза скважины) датированы в интервале от 16 до 8 млн лет [43].

Охристая свита (2) состоит из песков, алевритов, глин и реже гравийно-галечного материала, содержание которого возрастает к бортам впадины.

Толща (3) сложена песками, глинами и туфогенно-терригенными осадками с пластами базальта, датированными в скв. Р-2 в интервале 4-2.4 млн лет [43]. К бортам впадины возрастает содержание валунно-галечного материала.

Толща (4) сложена песками с линзами галечника и торфа и пластами базальта и тефры. Присутствуют морены и флювиогляциальные и флювиальные галечники и пески. Возраст базальтового потока ~1.6 млн лет вверху разреза скважины Р-2, охватывающей только нижние 230 м разреза толщи (4).

Комплекс (5) обычно вложен в более древние отложения и состоит из флювиальных и озерных песков и алевритов с линзами торфа и траветрина.

На ранней стадии изучения истории Байкальской рифтовой зоны было доказано присутствие отложений тектоно-стратиграфических комплексов верхнего олигоцена-нижнего плиоцена и верхнего плиоцена-квартера и высказаны соображения о возможном присутствии комплекса верхнего мела-нижнего олигоцена [19, 31]. Прямым доказательством наличия нижнего комплекса стало обнаружение эоценовой споро-пыльцы под палинологически охарактеризованными неоген-четвертичными слоями в скважине дельты р. Селенги [9]. Поскольку скважина прошла 3100 м чехла, а поверхность фундамента зафиксирована сейсмическими данными на глубине более 5 км, присутствие в разрезе отложений вплоть до верхнего мела казалось вполне возможным.

Сейсмическое профилирование байкальских впадин методом отраженных волн позволило выделить три сейсмостратиграфических комплекса [58]. Нижний комплекс сейсмически прозрачен; средний расслоен протяженными отражающими площадками, нарушенными многочисленными разломами; верхний содержит протяженные недеформированные отражающие горизонты.

Граница нижнего и среднего комплексов постепенная и охватывает часть разреза мощностью в десятки метров. Депоцентры совпадают с наибольшими погружениями дна во всех трех впадинах. Нижний комплекс присутствует только в

Разрезы: 1 – Долины Озер, 2 – Котловины Больших Озер; 3 – Тункинской впадины. Индексы возраста: Q<sub>3-4</sub> – верхний плейстоцен и голоцен;  $Q_{1-2}$  – нижний и средний плейстоцен;  $Q_1$  – нижний плейстоцен;  $Q_g$  – гелазий;  $Q_{1-4}$  – чет-

вертичные отложения;  $N_2^2$  – верхний плиоцен;  $N_2^1$  – нижний плиоцен;  $N_1^3$  – верхний миоцен;  $N_1^{1-2}$  – нижний и средний миоцен;  $N_1$  – миоцен;  $P_3^2$  – верхний олигоцен;  $P_3^1$  – нижний олигоцен;  $P_2$  – эоцен;  $P_1$  – палеоцен;  $K_2$  – верхний

мел; РZ – палеозой.

*1*- глины; *2*- алевриты; *3*- пески и песчаники; *4*- базальты; *5*- известняки; *6*- галечники и гравийники; *7*- щебень;

8- бурый уголь и торф; 9- туфо-песчаники; 10- палеозойское основание; 11- косая слоистость; 12- красноцветы

Рис. 6. Разрезы кайнозойских отложений С-образного пояса впадин вокруг Хангайского свода



Южной и Центральной впадинах, где имеет форму клина, мощность которого уменьшается от 4– 5 км в депоцентрах до нескольких сотен метров вблизи южного и юго-восточного берегов озера. Средний комплекс имеет мощность 1–2 км. Верхний комплекс, имеющий мощность 0.3–0.5 км в Южной и Центральной впадинах, утолщается в Северной впадине до 2 км.

Корреляция сейсмостратиграфических комплексов с тектоно-стратиграфическими является предметом дискуссии. Согласно наиболее сбалансированной модели В.Д. Маца [27, 28], нижний сейсмостратиграфический комплекс сопоставляется с нижним тектоно-стратиграфическим комплексом (верхний мел—нижний олигоцен) и нижним подкомплексом среднего комплекса (верхний олигоцен—средний миоцен); средний комплекс соответствует верхней части танхойской свиты (верхний миоцен—нижний плиоцен, а верхний комплекс — верхнему плиоцену—квартеру.

Селенгино-Витимский прогиб, протягивающийся от среднего течения р. Селенги до Витимского плато, с позднего мела до раннего олигоцена представлял собой денудационно-аккумулятивный пенеплен, ограниченный с юга областью низкогорного рельефа [19, 28, 41]. Юго-западная часть прогиба покрыта четвертичным аллювием р. Селенги и ее притоков, под которым возможно присутствие более древних осадков.

Южнее западной части прогиба аллювий мощностью 5–10 м слагает чехол высоких (от 80 м до 250 м) террас рек Селенга, Чулуту и Орхон, врезанных в северо-восточный склон Хангайского нагорья. Аллювий переслоен и перекрыт базальтами. К–Аг даты базальтов на 90–100-метровой террасе р. Чулуту – от  $6.2 \pm 0.5$  до  $3.1 \pm 0.2$  млн лет [6]. Последовательность террас отражает поднятие Хангайского нагорья.

В Западном Забайкалье в позднем мелу и кайнозое формировались грабены северо-восточного простирания. К ранним образованиям этого типа относятся Нижнемахейский и Еравнинский грабены. Их осевые части сложены тонкообломочными аллюальными и озерными осадками. Они замещаются к бортам более грубообломочным материалом, который накапливался за счет эрозии склонов впадин [60]. Тонкообломочная равнинная седиментация с проявлениями угленакопления продолжалась в позднем олигоценераннем плиоцене при активизации вертикальных движений и базальтового вулканизма. В более северной части Забайкалья возникли Баргузинский и другие грабены. Образование новых грабенов продолжалось в позднем плиоцене-квартере, когда окончательно сформировался современный структурный рисунок Забайкалья.

#### Стадии тектонического развития региона исследования

На основе представленных данных реконструирована история тектонического развития региона в позднем мелу и кайнозое.

Ранняя (первая) стадия. От позднего мела до раннего олигоцена ранняя стадия была временем планации и относительно слабых тектонических движений. В Южной Монголии до широты южных предгорий Хангайского нагорья формировался аккумулятивный пенеплен с тонким чехлом платформенных отложений. Вероятно, они покрывали часть Гобийского Алтая, тогда как в других частях Гобийского (поднятие Их-Богд) и Монгольского (хребет Баатар) Алтая сохранялись реликты юрского денудационного пенеплена [87]. Область седиментации протягивалась на запад вдоль северных подножий Тянь-Шаня, где континентальные осадки частично замещались мелководными морскими.

В более северных районах Монголии. Туве и Саянах развивался денудационный пенеплен с корами выветривания и реликтами более древнего рельефа. По данным трекового анализа, на Чулышманском плато Алтая после верхнеюрсконижнемеловой активизации, в верхнем мелу происходила планация [78]. Хангайское и Хэнтэйское нагорья устойчиво поднимались и служили источниками сноса обломочного материала с юрского времени. В плоских депрессиях и речных долинах Селенгино-Витимского прогиба формировался аккумулятивный пенеплен с корами выветривания и слабой флювиальной седиментацией, тогда как на соседних поднятиях развивался денудационный пенеплен [28]. Погружались Южная и Центральная впадины Байкала, где в депоцентрах мощность осадков достигла 4-5 км.

Вторая стадия. На второй стадии развития, которая продолжалась с позднего олигоцена до раннего плиоцена, контраст вертикальных движений увеличился за счет как образования и углубления впадин, так и роста поднятий. Сформировался С-образный пояс впадин вокруг Хангайского нагорья, продолжавшего подниматься. В Долине Озер осадки второй стадии перекрывают платформенные отложения первой стадии. В более северных впадинах пояса осадки второй стадии отложились на поверхности фундамента.

Мощность осадков возрастает от 300 м в Долине Озер, 500 м в Котловине Больших Озер и 700– 800 м в Убсунурской впадине до ~1400 м в Тункинской впадине. Южная и Центральная впадины Байкальского рифта продолжали опускаться, и мощность осадков достигла 2 км. Начала погружаться Северная впадина Байкала, где накопилось 150 м осадков [27]. В Забайкалье возникли новые грабенообразные впадины северо-восточного простирания. По данным бурения, в крупнейшей Баргузинской впадине мощность осадков превысила 700 м [89].

Наряду с погружением впадин происходил рост поднятий. Поднятие Хангайского и Хэнтэйского сводов проявилось сносом с них эродируемого обломочного материала. Близ границы Котловины Больших Озер с Монгольским Алтаем выявлено замещение тонкообломочных озерных и аллювиальных толщ, характерных для центральных частей котловины, более грубообломочным материалом [6]. Аналогичным образом, на южном побережье Байкальского озера тонкообломочная озерно-болотная танхойская свита замещается песчано-галечными фациями на границе с хребтом Хамар-Дабан [28, 42].

**Третья стадия.** На третьей стадии развития, продолжавшейся от позднего плиоцена поныне, строение земной поверхности постепенно приобрело современные черты. Продолжающееся поднятие Хангайского нагорья и Монгольского Алтая выражено лестницами террас речных долин, врезанных в горные склоны. Дифференцированные вертикальные движения зафиксированы в прибайкальской части Восточного Саяна [67].

В позднем плиоцене и раннем плейстоцене продолжалось осадконакопление в С-образном поясе впадин. Позднее объем воды в озерах изменялся в зависимости от чередования гляциалов и интергляциалов. Озерные террасы маркировали трансгрессивные фазы уровня озер. Тот факт, что во всех впадинах среднеплейстоценовые озерные террасы выше позднеплейстоценовых, а последние выше современного уровня воды, указывает на вовлечение впадин в общее поднятие региона.

Возрастающий контраст вертикальных движений выражен погрубением обломочного материала. В Байкальской рифтовой зоне прогибание продолжается и со временем все менее компенсируется осадками. В Южной и Центральной впадинах Байкала накопилось лишь 300—500 м осадков, тогда в новообразованной Северной впадине их мощность достигла 2 км. В Западном Забайкалье продолжалось опускание грабенов, заложенных во вторую стадию. Возник кулисный ряд впадин на восточном продолжении северо-восточного окончания Байкальского рифта.

В позднем плиоцене и квартере сформировалась система активных разломов региона, хотя отдельные ее элементы унаследованы от более древних эпох.

#### Активные разломы

Крупные активные разломы Монголии и их проявления при сильных землетрясениях известны со второй половины XX столетия [3, 5, 14, 53, 55, 59, 70, 79, 84, 91, 105]. В XXI в. изучены режимы развития крупных активных разломов и меха-

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2023

низмы связанных с ними сильнейших землетрясений. Это Хангайский разлом с Болнайским землетрясением 23.07.1905 [75, 101, 102], Эртайский разлом с Фуюнским землетрясением 1931 г. [88], Долиноозерский (Богд) разлом с Гоби-Алтайским землетрясением 1957 г. [90, 99, 100]. Новые данные получены для разлома Гурван-Булаг в Гобийском Алтае [99], Эрзин-Агардагского разлома [1] и разломов Хубсугульского грабена [34].

На востоке Тувы выделены и изучены Каахемская активная зона разломов и проявления связанных с ней Тувинских землетрясений 2011— 2012 гг. [33]. Детально описана Тункино-Мондинская зона разломов, ограничивающая с севера Тункинскую систему впадин [20, 23, 67, 68] и наиболее активная в позднечетвертичное время юговосточная часть Главного Саянского разлома [98].

Многочисленные работы посвящены активным разломам Байкальской рифтовой зоны, Западного и Северного Забайкалья и проявлениям их современной сейсмической активности [4, 16, 20, 24, 48, 49]. Важным вкладом в изучение активных разломов региона стало создание Базы данных активных разломов Евразии [77] и Базы данных разломов Байкальского региона, активных в плиоцен-четвертичное время, и сейсмически индуцированных геологических процессов юга Сибири и соседних территорий [22].

В нашем исследовании обобщены наиболее обоснованные данные, включая работы авторов последних лет [53–56] (рис. 7).

Вдоль Монгольского Алтая протягиваются три правосдвиговые зоны со взбросовой компопентой движений. В западной зоне ведущая роль принадлежит Эртайскому разлому, с которым связано Фуюнское землетрясение 1931 г. Голоценовые, позднечетвертичные и плиоцен—четвертичные смещения дают скорость сдвига от 4 до 18 мм/год, а современная скорость сдвига по геодезическим данным составляет 4—12 мм/год при многократно уступающей им вертикальной компоненте движений [79, 94, 104].

В средней разломной зоне главным разломом является Кобдинский разлом [53, 59]. Скорость сдвига оценивается величиной 4–5 мм/год со среднего плейстоцена и в течение голоцена [55]. Разлом наклонен под углами ∟60°-80° на юго-запад, и взбросовая компонента смещений (поднято юго-западное крыло) многократно уступает сдвиговой в центральной и северной частях разлома.

На северо-западе Кобдинский разлом оперен Кубардинским правым сдвигом запад—северо-западного простирания, который следует вдоль северо-восточного борта Чуйско-Курайской впадины Горного Алтая. Сагсайский разлом, проходящий западнее Кобдинского, характеризуется той же кинематикой, но меньшими смещениями и протяженностью. Северо-западным продолже-




Разломы: ВІ – Бидж, ВО – Богд, DD – Дзун-Джиргалант, ЕА – Эрзин-Агардагский, ЕК – Эртайский, GB – Гурван-Булаг, КГ – Хангайский, КК – Хан-Хухийн, КО – Кобдинский, КК – Кубардинский, КU – Кучерский, МО – Морской, МЅ – Главный Саянский, NO – Северо-Байкальский, OB – Обручевский, РГ – Приморский, SA – Сагсайский, SH – Цаган-Шибетинский, SP – Шаптальский, ST – Саяно-Тувинский, ТА – Южно-Таннуольский, ТМ – Тункино-Мондинский, ТЅ – Цэцэрлэгский, UK – Умусин-Хайрханский; Зоны разломов: ВА – Баргузинская, GA – Гоби-Алтайская, КА – Каахемская, МС – Муйско-Чарская; Впадины: СА – Чарская, МВ – Муяканская, МU – Муйская, UA – Верхне-Ангарская, UM – Верхне-Муйская; Грабены: ВG – Бусийнгольский, DA – Дархатский, HL – Хубсугульский; Сейсмический шов: CE – разрыв Чуйского землетрясения 2003 г.

*I* – активные разломы со скоростями движения ≥1 мм/год, достоверные и предполагаемые; *2* – активные разломы со скоростями движения <1 мм/год, достоверные и предполагаемые; *3* – сбросы; *4* – взбросы и надвиги; *5* – сдвиги; 6 – эпицентры землетрясений с магнитудами  $M_{\rm s}$  = 7–7/9 (a) и ≥8 (b)

нием Сагсайского является разлом юго-западного борта Чуйско-Курайской впадины, проявившийся правосдвиговыми смещениями при Алтайском землетрясении 2003 г. [44].

Между Кобдинским разломом и разломами восточной зоны протягивается Шаптальский надвиг [32]. Прерывистая восточная зона образована разломами Цаган-Шибету, Дзун-Джиргалант, Умусин-Хайрхан-Нуру и Бидж. Обычно подняты западные крылья разломов. По разлому Бидж, который на юге сочленяется с Кобдинским разломом, скорость голоценового сдвига составляет 2– 2.5 мм/год, в 3 раза превышая вертикальную компоненту смещений [55]. К востоку от правых сдвигов Монгольского Алтая преобладают левые сдвиги и зоны левосдвиговых деформаций широтного и восток-северо-восточного простирания. Южная из них Гоби-Алтайская зона состоит из трех сегментов. С Долиноозерским сегментом (разломом Богд) связано Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г., при котором произошел левый сдвиг на 5 м, местами, возможно, до 8 м при небольшом поднятии южного крыла [5, 21, 53]. На основе геоморфологических сопоставлений скорость сдвига была оценена в 6–7 мм/год за голоцен и 8– 9 мм/год за голоцен и конец плейстоцена [55].

В области оз. Орог-Нур и хребтов Их-Богд (высота до 3957 м) и Бага-Богд (высота до 3590 м) СЗ–ЮВ простирания было выполнено <sup>10</sup>Ве датирование смещений по разлому Богд и связанным с ним нарушениям. Эти хребты примыкают к разлому Богд с юга и образованы позднекайнозойскими антиклиналями, складчатая форма которых выражена изгибом поверхности фундамента. К востоку от них расположен хребет Арц-Богд.

Вдоль юго-западных склонов хребтов Их-Богд и Бага-Богд и северного склона хр. Арц-Богд простираются взбросы, оперяющие разлом Богд. Ревизия полученных <sup>10</sup>Ве данных [99] позволила оценить скорость левого сдвига по разлому Богд в ~1.5 мм/год и скорости взбросов на юго-западном склоне Их-Богд (разлом Гурван Булаг) ~0.2 мм/год, на юго-западном склоне Бага-Богд ~0.1 мм/год и на северном склоне Арц-Богд 0.13 мм/год.

На юго-восточном простирании Гоби-Алтайской зоны, вдоль северной границы Ордоса до северной петли р. Хуанхэ, протягивается кулисный ряд грабенов северо-восточного простирания, образующих широтную зону левосдвиговых деформаций [80, 93].

Широтный Хангайский разлом протягивается более, чем на 500 км. В его зоне произошло сильнейшее (*M* ≥ 8) Болнайское землетрясение 23.07.1905. По разлому выявлены левосдвиговые смещения 1905 г. на 5-6 м [3] и более ранние [55]. Суммированием смещений при сильных землетрясениях, датированных <sup>14</sup>С методом, скорость позднеголоценового сдвига была оценена в 7-8 мм/год [53]. Позднее скорость сдвига была определена в 2.5 мм/год <sup>10</sup>Ве методом для более длительного временного интервала [99]. Вертикальная компонента смещений меньше и варьирует, чаще поднято южное крыло. С Хангайским разломом сопряжен Терегтийнский правый сдвиг длиной 75 км со взбросовой компонентой смещений. Скорость сдвига оценена в 0.5-0.7 мм/год.

Крупные левые сдвиги восток-северо-восточного простирания, Эрзин-Агардагский с поднятым северо-западным крылом [1] и Цэцэрлэгский с поднятым юго-восточным крылом [55], оперяют Хангайский разлом с севера. Соотношение одновозрастных позднеголоценовых сдвиговой и вертикальной компонент смещения по Эрзин-Агардагскому разлому составляет 4–5/1.

Выполненный нами тренчинг в северо-восточном сегменте разлома выявил характерную для сдвигов цветковую структуру и следы как минимум трех палеоземлетрясений. В зоне Цэцэрлэгского разлома произошло землетрясение 09.07.1905 (M = 7.6). Тренчинг, кроме него, обнаружил следы, как минимум, одного предшествовавшего землетрясения. Левые сдвиги того же простирания со взбросовой компонентой смещений обнаружены в Туве. Южно-Таннуолинский разлом рассекает границу Убсунурской впадины и хр. Танну-Ола. Саяно-Тувинский разлом ограничивает Тувинскую впадину с севера.

На северо-восточном продолжении Эрзин-Агардагского разлома расположены меридиональные грабены Бусийнгол, Дархат и Хубсугул. Они ограничены сбросами с признаками позднечетвертичных смещений. Эрзин-Агардагский разлом соединяется с южным окончанием Бусийнгольского грабена, а южные продолжения Хубсугульских сбросов примыкают к восточной части Цэцэрлэгского разлома.

Грабены образуют зону левосдвиговых деформаций, которая соединяет Эрзин-Агардагский разлом и Тункино-Мондинскую зону левых сдвигов, с западным окончанием которой смыкается северное окончание Хубсугульского грабена. Простирающаяся на ССЗ Каахемская правосдвиговая зона со взбросовой компонентой смещений [33] ограничивает с востока левые сдвиги Тувы и сближается на юге с Бусийнгольским грабеном.

Широтная Тункино-Мондинская левосдвиговая зона со взбросовой компонентой смещений ограничивает с севера цепь Тункинских впадин. В западной части зоны (Мондинский разлом) скорость сдвига составляет 1.1 мм/год при скорости взброса ~1 мм/год [68]. В более восточной, Тункинской, части разломной зоны скорость сдвига возрастает до 1.5 мм/год при скорости вертикальной компоненты 1 мм/год [67]. Тункино-Мондинская зона сближается на востоке с наиболее активной юго-восточной частью Главного Саянского разлома со скоростью сдвига 1.4  $\pm$  $\pm$  0.1 мм/год [98]. Высокая на юго-востоке скорость сдвига по этому разлому ослабевает к северо-западу, переходя к Тункино-Мондинской зоне.

Байкальская рифтовая зона простирается на северо-восток от юго-восточного окончания Главного Саянского разлома. Крупные разломы (с юга на север Обручевский, Приморский, Северо-Байкальский и Кучерский) простираются вдоль северо-западного борта рифта и выражены крутыми уступами. Морской разлом ответвляется от Приморского и продолжается вдоль юго-восточных склонов о-ва Ольхон и Академического хребта, ограничивая Центральную впадину Байкала. Вблизи поверхности разломы наклонены под углами  $60^{\circ}-70^{\circ}$  на юго-восток, но приводятся соображения в пользу того, что Приморский разлом является листрическим [4].

Для Приморского разлома скорость вертикальных движений оценена в  $0.9 \pm 0.2$  мм/год за последние 2500 лет [66], а для Кучерского разлома – 0.2 (до 0.4) мм/год за средний и поздний плейстоцен [69]. Разломы юго-восточного побережья Байкала менее значительны и часто имеют дуговую форму. Для некоторых из них выявлено листрическое строение. При возможном листрическом строении разломов, приведенные оценки скоростей движения согласуются с данными GPS измерений, согласно которым скорость растяжения Ольхонского блока между Приморским и Морским разломами составляет 1–1.5 мм/год [48], а скорость растяжения всей Байкальской рифтовой зоны – 4 мм/год [74].

По Баргузинской зоне сбросов, ограничивающих Баргузинскую впадину с северо-запада, скорость вертикальных движений достигает 0.2 мм/год [2, 97]. Кулисный ряд грабенообразных впадин северо-восточного простирания (Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская) протягивается на восток от северо-восточного окончания Байкальской рифтовой зоны. Строение впадин определяется продольными сбросами, иногда с подчиненной левосдвиговой компонентой смещений [4, 24]. Муйско-Чарский разлом простирается вдоль кулисного ряда впадин. По нему левосдвиговая компонента смещений соизмерима со сбросовой. Эта зона левосдвиговых деформаций продолжается на восток в Становой хребет широтными левыми сдвигами со взбросовой составляющей смещений [13].

Таким образом, изученные нами активные разломы образуют единый структурный ансамбль. В западной и центральной частях региона он представлен сочетанием правых сдвигов и вбросо-сдвигов север-северо-западного простирания Монгольского Алтая и Каахемской зоны и левых сдвигов и взбросо-сдвигов широтного и восток-северо-восточного простирания. Сбросы Бусийнгольского. Дархатского и Хубсугульского грабенов расположены на продолжении сдвигов и играют аналогичную кинематическую роль. В Байкальской рифтовой зоне и Забайкалье преобладают сбросы северо-восточного простирания. Частично они группируются в широтные зоны левосдвиговых деформаций. Таким образом, весь ансамбль активных разломов возник в условиях северо-восточного относительного сжатия и северо-западного растяжения. На западе и в центре региона доминирует транспрессия, а на северо-востоке – транстенсия и растяжение [54, 95].

Анализ механизмов очагов землетрясений подтверждает это заключение [29, 47, 93].

Обобщение результатов GPS измерений показало изменение направления движения коровых блоков от северо-восточного в условиях транспрессии на западе и в центре региона к юго-восточному в условиях транстенсии и растяжения на востоке [25, 46, 73, 74, 96, 110, 111]. Это изменение связывают с сочетанием влияния Индо-Евразийской коллизии, доминирующего на западе и в центре региона, с тихоокеанской субдукцией, вызывающей отодвигание Амурской плиты от Сибирской платформы.

## ХАНГАЙСКИЙ ВНУТРИМАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ

Ю.А. Зорин и др. [11, 12, 81, 115] показали, что в районе Хангайского нагорья и его северного склона около оз. Хубсугул и в Западном Забайкалье литосфера утонена из-за предполагаемого воздействия аномальной (прогретой и подвергнутой декомпрессии) верхней мантии, расположенной снизу. Сейсмологические исследования указывают на наличие мантийного плюма (или плюмов) в мантии региона [15, 85], но очертания и глубины обнаруженных объемов низкоскоростной мантии не были определены детально. Основываясь на анализе  $\delta V$ р модели МІТР08, мы определили очертания Хангайского плюма и показали, что он поднимается с глубины ~1250 км [56].

Huang Zh. et al. [86] рассчитали другую модель Хангайского плюма, базирующуюся в основном на данных локальных сейсмостанций. В соответствии с этой моделью, низкоскоростной объем расположен под наиболее приподнятой южной частью Хангайского нагорья и окружен высокоскоростным кольцом, которое включает депрессии рельефа вокруг нагорья и может являться сглаженным отображением локальных мантийных неоднородностей. Кольцо охвачено сравнительно низкоскоростными объемами коры и мантии под Алтаем, Саянами, частью оз. Байкал и Хэнтэйского нагорья. Хангайское низкоскоростное тело трассируется до глубин 120 км. Ниже оно замещается высокоскоростной мантией, которая в свою очередь замещается низкоскоростной мантией глубже 300 км, кровля которой находится южнее верхнего низкоскоростного объема.

Анализ позднемезозойского и кайонозойского внутриплитного базальтового магматизма приводит к предположению, что частично он возник из-за верхнемантийных плюмов [62, 112, 113]. Согласно В.В. Ярмолюку и др. [62], эти плюмы поднимаются от предполагаемых объемов прогретого вещества в нижней мантии. Далее мы приводим новые данные, которые уточняют контуры плюма и характеризуют его структуру. Набор горизонтальных срезов мантии, рассчитанный на основе модели МІТР08, показывает, что под территорией Монголии и Западного Забайкалья верхняя мантия над переходным слоем представляет собой протяженную "горячую" (низкоскоростную) область, которая протягивается в Центральный и Восточный Тибет (рис. 8).

Срезы показывают, что эта область имеет наиболее отрицательные вариации скоростей в районе, который мы ранее определили как Хангайский плюм [56]. "Горячие" значения на территории Монголии обладают почти такой же интенсивностью, как и потоки в Юго-Восточной Азии, которые являются ответвлениями Тихоокеанского суперплюма. На подлитосферных глубинах 112 км (см. рис. 8), Хангайский и Тибетский плюмы разделены узкой перемычкой. Ниже, на глубине 419 км, вертикальные "горячие" полости чередуются с объемами менее отрицательных значений вариаций.

На глубине 655 км узкая западная ветвь низкоскоростной области достигает восточного продолжения ветви Африканского суперплюма, но их связь прерывается высокоскоростным слэбом Неотетиса. "Горячая" часть Хангайского плюма смещена на юго-восток по сравнению с самой "горячей" частью плюма в верхней мантии. На глубине 1016 км интенсивность вариаций скоростей уменьшается, и обнаруживается возможная связь Хангайского и Тибетского плюмов с ветвями Тихоокеанского суперплюма, субмеридиональными между 102° и 109° в.д. и субширотными между 42° и 43° с.ш.

3D визуализация томографической модели показывает два пересечения ортогональных (меридионально и широтно ориентированных) разрезов мантии с точкой обзора на юго-востоке (рис. 9). Пересечение разрезов западной пары расположено под Южным Уралом (~54° с.ш.; ~60° в.д.). В этом районе в основании обоих разрезов, над границей раздела мантия-ядро, выделяется объем со значительно уменьшенными  $\delta V_{\rm P}$ , имеющими сходные значения с низкоскоростными объемами в основании Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Предварительный анализ модели МІТР08 показывает, что этот объем продолжается под восточной частью Восточно-Европейской платформы. Объект не является артефактом вычислительного алгоритма, использованного авторами модели МІТР08 [92]. Bono R.K. et al. [72] провели обзор конфигураций корней суперплюмов над границей мантия-ядро для пяти различных моделей вариаций скоростей, из которого следует, что небольшой объем суперплюма под Восточно-Европейской платформой надежно выделен различными авторами, но область его корня значительно меньше, чем у Африканского и Тихоокеанского суперплюмов.

Низкоскоростной объем, выделяемый нами в основании мантии, прослеживается вверх как прерывистая цепочка объемов с отрицательными  $\delta V$ р, которая связана с объемом в верхней мантии, расположенным южнее (наибольшая вариация между 40° и 45° с.ш.) со значительным уменьшением амплитуды  $\delta V_p$  (см. рис. 9a), оконтуренной изоповерхностью -0.22% (см. рис. 9б). Этот объем отделен перешейком от низкоскоростного объема верхнемантийного ответвления Африканского суперплюма под Ираном южнее 35° с.ш. Такая конфигурация аномалий скоростей в мантии допускает связь между верхнемантийным низкоскоростным объемом на севере субмеридионального разреза как с Африканским суперплюмом, так и с локальным низкоскоростным объемом в нижней мантии. Углубленный анализ последнего выходит за рамки данной работы.

Пересечение разрезов восточной пары попадает на северную границу Хангайского плюма в Туве (~54° с.ш.; ~96° в.д.). В этой паре разрез меридиональной ориентации показывает Хангайский плюм, который сужается книзу и прослежен до глубины ~1270 км (см. рис. 9, а).

На разрезе видны также низкоскоростные объемы верхней мантии и верхней части нижней мантии под Центральным Тибетом и Мьянмой. Широтный разрез демонстрирует возможность связи между Хангайским плюмом и относительно низкоскоростным объемом верхней мантии Северного Забайкалья на сублитосферном уровне и на глубинах 700–1000 км.

Структура нижней границы низкоскоростного объема, представленная изоповерхностью –0.22%, показывает, что Хангайский плюм связан с Тибетским плюмом и низкоскоростным объемом Забайкалья в верхней части нижней мантии на глубинах до 1000–1200 км (см. рис. 9, б).

Южная глубинная ветвь объединенных плюмов может иметь канал связи с западной ветвью Тихоокеанского суперплюма, расположенной на глубинах 1300–1600 км.

Приведены два ортогональных разреза мантии с точкой обзора на северо-западе. Пересечение разрезов расположено под Восточной Монголией (~48° с.ш.; ~108° в.д.) (рис. 10, а).

Широтный разрез пересекает основное тело Хангайского плюма под южной частью Хангайского нагорья. Плюм на разрезе имеет максимальную ширину и характеризуется самыми низкими значениями  $\delta V \rho$  в верхней мантии. Снижение скоростей сокращается в переходном слое мантии и вновь увеличивается в верхней части нижней мантии (800–1200 км) под восточной частью плюма. Корень плюма расположен на глубине 1300 км. Меньшее тело с пониженными  $\delta V \rho$  выделяется юго-восточнее Хэнтэйского нагорья и видно на меридиональном разрезе.

111



**Рис. 8.** Вариации сейсмических скоростей  $\delta V_{\rm p}$  в районе Хангайского и Тибетского плюмов и их окрестностей на разных мантийных срезах, (по данным модели MITP08 [92]). (a) – 112 км; (б) – 248 км; (в) – 429 км; (г) – 665 км. (д) – 1016 км



**Рис. 9.** Объемное распределение вариаций сейсмических скоростей δ*V*р в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]).

Разрезы: (а) — широтные и меридиональные  $\delta V_{\rm P}$ ; (б) — с изоповерхностью -0.22%.

Показано: два ортогональных пересечения разрезов (вертикальная плоскость); южный фланг Гималаев (линия черным). Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1; точка обзора расположена на юго-востоке и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; разрезы в западной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 60° в.д.) простираются вдоль западного края и на севере региона; разрезы в восточной части (координаты пересечения 54° с.ш. и 96° в.д.) простираются через Тибетский и Хангайский плюмы, оз. Байкал и Забайкалье.

Оно изолировано от основного тела Хангайского плюма на глубинах до 700 км, но они связаны ниже в верхней части нижней мантии.

Таким образом, Хэнтэйский объем является ветвью Хангайского плюма. Районы с незначи-

тельно сниженными δ*V*р могут быть интерпретированы как возможные каналы связи Хангайского плюма с удаленными ветвями суперплюмов. Таковы возможные каналы связи с северо-восточными ветвями Африканского суперплюма на



**Рис. 10.** Объемное распределение вариаций  $\delta V_p$  в регоне исследования (по данным модели МІТР08 [92]). Разрезы: (а) – широтный и меридиональный  $\delta V_p$ ; (б) – с изоповерхностью –0.22%.

Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1. Точка обзора расположена на северо-западе и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; основ-

ное тело Хангайского плюма показано на широтном разрезе; Хэнтэйская ветвь Хангайского плюма и низкоскоростные объемы Забайкалья показаны на меридиональном разрезе.

уровне переходного слоя и верхней части нижней мантии и с западными ветвями Тихоокеанского суперплюма в нижней мантии. Каналы имеют малоамплитудный отрицательный уровень вариации скоростей, который не выходит за пределы -0.22%. В связи с этим, непрерывность их прослеживания теряется на рис. 10 (б).

Нами приведена пара ортогональных разрезов мантии с точкой обзора на северо-западе (рис. 11, а). Пересечение разрезов находится под восточным

окончанием Тибета (~31° с.ш.; ~103° в.д.). Меридиональный разрез пересекает восточную часть Хангайского плюма. На уровне верхней мантии его ответвление прослежено на северо-восток в Забайкалье. На уровне переходного слоя мантии интенсивность вариации δVp ослабевает. Ниже опять увеличивается, и плюм достигает глубин 1250 км. Хангайский плюм отделен от Тибетского плюма узким перешейком. На широтном разрезе Тибетский плюм имеет форму перевернутого конуса, вершина которого расположена на глубине ~1530 км. В верхнемантийной части Тибетский плюм, как и Хангайский, характеризуется резко пониженными  $\delta V$ р. На уровне переходного слоя мантии плюм разделен на отдельные восходящие потоки, которые сливаются в один в верхней части нижней мантии. Глубже размеры плюма сокращаются. Над обоими плюмами литосфера утонена.

Неровная нижняя граница Хангайского и Тибетского плюмов и ее узкое понижение, маркирующее положение корней плюмов, показана на рис. 11 (б). Рисунок иллюстрирует также возможные связующие каналы между Тибетским плюмом и низкоскоростными объемами верхней мантии и верхней части нижней мантии под южной частью Туранской плиты, которые могут быть ответвлением Африканского суперплюма.

Структурные особенности Тибетского плюма, в основном сходные с наблюдаемыми на рис. 11 (а), видны на рис. 12 (a), где пара ортогональных разрезов пересекается под Тибетом (~33° с.ш.; ~86° в.д.) с точкой обзора на северо-востоке. Плюм имеет форму перевернутого конуса с вершиной на глубине 1400-1500 км. Конус горизонтально стратифицирован. Верхний "горячий" слой расположен между основанием утоненной литосферы (~50 км) и кровлей переходного мантийного слоя (~400 км). Глубже, с ~400 до ~1000 км, горизонтальные линзовидные "горячие" объемы чередуются с более высокоскоростными объемами. Еще глубже область "горячих" объемов сокращается, и контрастность скоростей в них по сравнению с вмещающей мантией падает.

При визуализации томографической модели при помощи изоповерхности отрицательных значений вариации скоростей -0.22% (см. рис. 12, б), на ортогональных разрезах видна цепочка связанных воедино "горячих" полостей, поднимающаяся с глубины и втекающая в верхние "горячие" слои. На этом фоне видны также Хангайский плюм и его ответвление, которое расположено сразу к югу и востоку от Хэнтэйского нагорья и связано с Хангайским плюмом на глубинах до 900-1000 км. В то же время, Хэнтэйская ветвь имеет свой небольшой корень, достигающий глубин 1000-1100 км. Основное тело Хангайского плюма расположено под территорией от Гобийского Алтая на юге до южного подножия Восточных Саян на севере. Плюм достигает наибольших глубин (~1300 км) под своей южной частью. "Горячая" аномалия простирается

от нее до южного Забайкалья, но замещается "хо-лодными" объемами под Байкалом.

Таким образом, ортогональные разрезы мантии Центральной Азии показывают сложную структуру Хангайского и Тибетского плюмов (см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11, см рис. 12).

Основное тело Хангайского плюма, расширяющееся кверху, поднимается с глубины 1300 км. Хэнтэйский плюм отделяется от него на уровне верхов нижней мантии (~800–1000 км). Низкоскоростные ответвления основного Хангайского плюма и его Хэнтэйской части распространяются в Забайкалье. Выявлены цепочки объемов со слабо пониженными  $\delta V$ р, которые можно интерпретировать как связующие каналы Хангайского и Тибетского плюмов с удаленными ветвями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Структурные парагенезы

Структурный парагенез — это ансамбль взаимосвязанных складчатых и/или дизьюнктивных форм, объединенных общностью происхождения [21]. В кайнозойской структуре региона мы различаем два структурных парагенеза. Выявленные тектонические формы либо целиком принадлежат одному из них, либо являются интегральным эффектом взаимодействия процессов, ответственных за их развитие.

Первый структурный парагенез представлен активными разломами, образованными при горизонтальном северо-восточном сжатии и северо-западном растяжении. Преобладают сдвиги (см. рис. 7). На западе региона они обычно имеют взбросовую компоненту смещений, указывающую на транспрессию, а на востоке сопровождаются или замещаются грабенами растяжения, которые простираются на северо-восток, косо к направлению левосдвиговой деформации. Граница между сжимающейся и растягивающейся частями региона проходит примерно по 105° в.д. Значение этой границы отмечали десятилетия назад китайские ученые [17, 79].

Второй структурный парагенез (назовем его "хангайским") объединяет сводовые поднятия Хангайского и Хэнтэйского нагорий, С-образный пояс впадин вокруг Хангайского нагорья и пояс впадин на юго-востоке Монголии (рис. 13).

Отсутствуют признаки воздействия горизонтальных сил, обусловивших первый парагенез, на второй парагенез. Он обусловлен вертикальным давлением, вызывающим поднятие сводов, и радиальными силами вокруг Хангайского свода, ответственными за опускание поясов впадин.

Геодинамические процессы, создавшие оба структурных парагенеза, сочетались в позднем плиоцене и квартере с общим поднятием региона.



 $-1.34 - 0.66 \ 0.01 \ 0.69 \ 1.36 \ 2.03 \ 2.71 \ 3.38$ 

**Рис. 11.** Объемное распределение вариаций δ*V*р в регионе исследования (по данным модели MITP08 [92]). Разрезы: (а) – широтный и меридиональный δ*V*р; б – с изоповерхностью –0.22%. Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1. Точка обзора расположена на северо-западе и направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности; Тибетский плюм показан на широтном разрезе; Хангайский плюм показан на меридиональном разрезе.

Со среднего плейстоцена в это поднятие были вовлечены впадины С-образного пояса.

Различны геодинамические источники и поля тектонических напряжений, которые ответствен-

ны за перечисленные тектонические явления. Позднекайнозойское поднятие горных систем глобальное явление. Активные разломы первого парагенеза распространены по всему региону и



Рис. 12. Объемное распределение вариаций δVp в регоне исследования (по данным модели МІТР08 [92]).
(а) – Тибетский плюм; (б) – корень Хангайского плюма.
Разрезы: (а) – широтный и меридиональный δVp; (б) – с изоповерхностью -0.22%.
Горизонтальные границы объемного блока соответствуют границам, показанным на рис. 1.
Точка обзора расположена на северо-востоке, направление обзора ориентировано с от глубины к поверхности.

продолжаются в соседние части Альпийско-Гималайского и Алтайско-Станового горных поясов. Структурные проявления "хангайского" парагенеза сосредоточены в центральной части региона исследований.

Сочетание на одной и той же территории геодинамических воздействий, ответственных за образование двух структурных парагенезов, может быть объяснено тем, что:

- парагенезы разновозрастны;

 парагенезы отражают тектонические процессы, происходящие на разных уровнях тектоносферы.

Активные разломы являются позднечетвертичными по определению [64, 107]. Есть данные, что некоторые активные разломы развивались в течение всего плейстоцена и даже с позднего плиоцена [22]. Хангайское и Хэнтэйское нагорья поднимались и служили источниками сноса обломочного материала с поздней юры [2], а впадины С-образного пояса наиболее интенсивно опускались в эпоху накопления среднего тектоно-стратиграфического комплекса (поздний олигоцен ранний плиоцен).

Однако предположение о том, что второй структурный парагенез древнее первого парагенеза, оказалось неверным.

Мы не располагаем данными о сдвиговых перемещениях по активным разломам ранее позднего плиоцена. Есть только предположение Е.В. Девяткина [7] о послесреднеюрском правом сдвиге по Цаган-Шибетинскому разлому на 70 км. Однако можно оценить возраст других кайнозойских структурных элементов, сходных с теми, что сопровождают сдвиги первого парагенеза. Позднечетвертичные сбросовые смешения Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья наследуют аналогичные более ранние смещения. Южная и Центральная впадины Байкала развивались с эоцена, а возможно, с позднего мела. Грабены северо-восточного простирания формировались в Забайкалье с позднего мела в течение всего кайнозоя: им предшествовали Гусиноозерская и Тугнуйская грабенообразные впадины того же простирания, которые развивались в юре и раннем мелу [2]. Таким образом, развитие кулисного ряда грабенов как проявления широтной левосдвиговой деформации происходило на месте Байкальской рифтовой зоны и в Забайкалье одновременно с ростом Хангайского и Хэнтэйского сводов.

Гобийский и Монгольский Алтай и Восточный Саян являются внешними обрамлениями С-образного пояса впадин и могут быть интерпретированы двояко. Можно предположить, что их рост, по крайней мере, частично был удаленным результатом воздействия радиальных сил, обусловленных поднятием Хангайского свода. Разломные внешние границы С-образного пояса свидетельствуют в пользу такого воздействия.

Установлены случаи пересечения активными разломами структурных границ впадин С-образного пояса. Эрзин-Агардагский и Южно-Таннуольский активные левые взбросо-сдвиги косо секут границу хр. Танну-Ола и Убсунурской впадины. В работе [67] сообщается о кинематических изменениях в течение развития Тункино-Мондинской зоны разломов. Со среднего плейстоцена зона развивалась как активный левый взбросо-сдвиг, но показывает признаки левых сбрососдвиговых перемещений в более ранние эпохи, когда Тункинская впадина развивалась как часть С-образного пояса. Эти данные свидетельствуют в пользу геодинамических различий между парагенезами и связи линейных горных поднятий с "хангайским" парагенезом.

Однако многочисленные данные указывают на сходство геодинамических условий формирования активных разломов и горных поднятий внешнего обрамления С-образного пояса впадин. Сообщается о транспрессивном характере позднекайнозойской деформации Гобийского Алтая [76]. Изгибная деформация Гобийского и Монгольского Алтая свидетельствует об их развитии в условиях сжатия или транспрессии, начиная с позднего олигоцена. Кобдинский активный правый взбросо-сдвиг играет в Монгольском Алтае структурообразующую роль. Выявлены позднекайнозойское сжатие в Восточном Саяне [2] и наличие взбросовой составляющей движений по длительно развивавшемуся Главному Саянскому разлому [4].

Компонента сжатия выражена также в хребтах, разделяющих впадины С-образного пояса. Сообщается о надвигании фундамента на юрские отложения и последних на плиоцен-четвертичные на южном склоне хр. Хан-Хухийн [7]. На южном склоне хр. Танну-Ола сжатие выражено приразломной складчатостью миоцен-нижнеплейстоценовых отложений. Таким образом, образование структуры горных хребтов внешнего обрамления С-образного пояса впадин и перемычек между впадинами этого пояса происходило с позднего олигоцена в тех же геодинамических условиях, что и парагенеза активных разломов. Следовательно, элементы структурного парагенеза, выраженного активными разломами, развивались длительно и одновременно с "хангайским" парагенезом, т.е. различия в их происхожлении связаны с возлействием геодинамических процессов, происходивших на разных глубинах тектоносферы.

#### Сопоставление мантийных неоднородностей с кайнозойской структурой региона

Анализ 3D распределения скоростных вариаций на ортогональных сечениях, сходящихся на Хангайском плюме, показал, что на глубинах 800–1000 км главное тело Хангайского плюма связано с Хэнтэйской аномалией (см. рис. 10а). Их можно считать единым сложно построенным Хангайским плюмом, хотя каждый из этих объемов является отдельной "горячей" полостью, ограниченной изоповерхностью –0.22%. Показано, что в Забайкалье проникают низкоскоростные потоки как от основного тела Хангайского плюма, так и от его Хэнтэйской ветви (см. рис. 8).

Несколько горизонтальных срезов демонстрируют изменения очертаний низкоскоростных объемов Хангайского плюма и Забайкалья, ограниченных изоповерхностью -0.22% (см. рис. 13).

Срез на глубине 248 км, расположенный посередине между подошвой литосферы (50-100 км) и кровлей переходного слоя мантии (~400 км), показывает наибольшее распространение "горячей" мантии под Хангайским нагорьем и Гобийским Алтаем, а также под восточной частью Хэнтэйского нагорья, к югу и востоку от него. Хангайский "горячий" объем достигает Тувы и Восточного Саяна на севере, а Хэнтэйский объем – Южного Забайкалья, но оба не проникают под Байкал и депрессию бассейна р. Селенги. Тела низкоскоростной мантии Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви взаимосвязаны на юге и продолжаются в сторону Тибетского плюма, указывая на связь этих разогретых подлитосферных масс. От единого Хангайско-Хэнтэйского "горячего" тела распространяются вверх локальные низкоскоростные объемы, выделенные на глубине 67 км. Они выявлены под Восточной Тувой, южными предгорьями Восточного Саяна и соседней частью Монголии, Гобийским Алтаем и юговосточной частью Монгольского Алтая.

На глубине 384 км Хангайско-Хэнтэйское "горячее" тело разделяется на западную хангайскую и восточную хэнтэйскую части (см. рис. 13), которые соединяются на большей глубине (см. рис. 10, а; рис. 11, а). Хангайская часть охватывает только южную часть Хангайского нагорья и Гобийский Алтай. Возможность связи с Тибетским плюмом становится более очевидной. На глубине 655 км контур Хангайского плюма сокращается и смещается дальше на юго-восток к Тибету. Хэнтэйская аномалия существует как отдельное тело. Другая низкоскоростная область расположена под Забайкальем. Сужаясь, она продолжается на восток, обозначая возможную связь с Тихоокеанской активной окраиной. К северу от забайкальской "горячей" области выделяется несколько небольших "горячих" пятен. Связь Хангайского плюма с низкоскоростной мантией Забайкалья восстанавливается на глубине ~1000 км (см. рис. 9, а). На срезе 1016 км интенсивность снижения скоростей Р-волн падает (см. рис. 8). Хангайский плюм смещается к востоку относительно его положения в верхней мантии. Корневая часть плюма связана коридором слабо пониженных скоростей *Р*-волн с низкоскоростным объемом Забайкалья.

Таким образом, тело низкоскоростной мантии Хангайского плюма прослежено от глубины ~1300 км. Плюм расширяется кверху, и наибольшее понижение скоростей обнаружено на глубинах 100—400 км. Выше плюма литосфера прогрета и утонена до 50 км. На юге плюм образует Хэнтэйскую ветвь, а на севере он связан с низкоскоростными объемами мантии Забайкалья. Контуры Хангайского плюма охватывают область проявления "хангайского" структурного парагенеза, и проекция плюма на уровне нижней мантии совпадает с самой высокой частью Хангайского свода (см. рис. 13).

Предполагалось, что образование Хангайского и Хэнтэйского сводов связано с концентрацией домезозойских гранитных масс в их коре [2]. Но площади, занятые гранитами в этих сводах, не больше, чем вокруг них. Даже если предположить, что содержание гранитов возрастает в низах земной коры, поднятие сводов, связанное с этим, снивелировалось бы длительной эрозией. Позднемеловой и кайнозойский базальтовый вулканизм сводов имеет мантийное происхождение. Мы считаем, что поднятие разуплотненной мантии плюма привело к образованию Хангайского и Хэнтэйского сводов, а мантийные потоки, распространявшиеся от плюма, обусловили растяжение и опускание земной коры в поясе впадин вокруг сводов.

Растяжение и размягчение утоненной литосферы над Хангайским плюмом уменьшило эффект плитных взаимодействий и, тем самым, воздействие Индо-Евразийской коллизии на более северные тектонические зоны региона [54]. Геодинамической доминантой там стало южное давление Сибирской платформы и движение Забайкалья и Северо-Восточной Монголии на юго-восток.

Крупные активные разломы (Тункино-Мондинский, Эрзин-Агардагский, Цэцэрлэгский, Хангайский и Богд) наложены на структурные проявления "хангайского" парагенеза. Низкоскоростная мантия ослабляет реологические свойства литосферы и делает ее более способной к сейсмическим подвижкам. В то же время, утонение и размягчение литосферы уменьшает напряжения, которые могут накопиться в очаге землетрясения. Мы предлагаем решить это противоречие, допуская, что поле тектонических напряжений многокомпонентно и отличается в эпохи относительного тектонического покоя от полей напряжений. которые возрастают время от времени и реализуются значительными разрывными смещениями при сильных землетрясениях [106]. В нашем случае долговременное поле напряжений может быть ответственно за развитие "хангайского" парагенеза, а возрастание напряжений может приводить к сильнейшим землетрясениям в зонах активных разломов.

Влияние Хангайского плюма выражается на более широкой площади, где скорости сейсмических волн в верхней мантии в той или иной степени понижены. В Гобийском и частично Монгольском Алтае это привело к изгибным деформациям поверхности фундамента. Уменьшение  $\delta V p$  в Западном Забайкалье частью обусловлено верхнемантийными потоками от Хангайского плюма, но частично может быть результатом событий на восточной активной окраине Азии. Ранее приводились данные, что Байкальская рифтовая зона отделяет высокоскоростную верхнюю мантию Сибирской платформы от низкоскоростной мантии Забайкалья, и этот низкоскоростной слой, погружаясь, продолжается к Японскому морю [8, 36, 45, 114, 115].

Рисунки 8, 12 и 13 показывают связь Хангайского плюма с низкоскоростными объемами мантии Забайкалья и подтверждают наши прежние данные [56], что низкоскоростной слой Забайкалья на глубинах 450-800 км погружается к востоку до глубин 750-1400 км под Зейской впадиной. Через этот канал низкоскоростной материал мог проникать в Забайкалье. Таким образом, уменьшение скоростей сейсмических волн в мантии Забайкалья может быть интегральным эффектом воздействий Хангайского плюма и Тихоокеанской окраины.

Локализация проявлений внутриплитного вулканизма, его состав, структурное положение и возраст описаны в многочисленных публикациях [6, 38-40, 62, 63, 112, 113]. Внутриплитный вулканизм региона, начавшийся в поздней юре ~160 млн лет назад после закрытия забайкальской части Монголо-Охотского океана. был представлен первоначально продуктами разного состава, а с конца раннего мела до голоцена – щелочными и субщелочными базальтами.

Согласно В.В. Ярмолюку и др. [62, 113], внутриплитный базальтовый вулканизм региона имел разное происхождение, частично рифтовое. Признаками плюмового вулканизма цитируемые авторы считают пространственное совпадение вулканических проявлений различного возраста, указывающее на их связь со стабильным постоянным магматическим источником. Плюмы рассматривались как горячие мантийные струи, восходящие от гипотетического крупного горячего объема в самых низах мантии [10], к литосфере,

которую они нарушают системой магматических каналов. Предполагается присутствие таких плюмов-струй под вулканическими областями Гобийского Алтая – Южного Хангая, Южным Байкалом, Западным Забайкальем и, возможно, центром Алданского щита.

Наши исследования не подтверждают существования крупного низкоскоростного объема в низах мантии. Хангайский плюм восходит с глубин не более 1300 км. Проекции распространения низкоскоростных мантийных объемов на земную поверхность охватывают все поля мелового и кайнозойского вулканизма. Низкоскоростные объемы подлитосферной мантии. обнаруженные на срезе 67 км под Восточной Тувой, южными предгорьями Восточного Саяна и соседней частью Монголии (см. рис. 13), совпадают с проявлениями позднекайнозойского вулканизма. Хэнтэйская ветвь плюма соответствует области интенсивного мелового вулканизма, а позднекайнозойское лавовое поле Лариганга нахолится нал юго-восточной частью этой низкоскоростной аномалии. Поля позднекайнозойского базальтового вулканизма Забайкалья расположены над низкоскоростными объемами мантии, выраженными на горизонтальном срезе 655 км (см. рис. 13). Таким образом. влияние Ханагайского плюма и его ветвей на меловой и кайнозойский внутриплитный вулканизм региона доказано.

### Сравнение Хангайского плюма с другими мантийными плюмами

Хангайский и Тибетский плюмы образуют единый огромный объем "горячей" (низкоскоростной) мантии и изолированы друг от друга лишь на верхнемантийном уровне относительно высокоскоростной перемычкой под Цайдамом и восточным окончанием Таримской микроплиты. Тибетский плюм находится под Центральным и Восточным Тибетом севернее Южно-Тибетского блока Лхаса и близок по форме к опрокинутому конусу, восходящему с глубин 1500-1600 км (см. рис. 2, рис. 8).

В позднекайнозойской структуре плюм выражен поднятием земной поверхности. Проявлений плюмового вулканизма над ним не обнаружено. В обоих плюмах  $\delta V$ р несколько повышаются или низкоскоростные объемы становятся

Рис. 13. Сопоставление структурного парагенеза Хангайского и Хэнтэйского сводов и окружающих впадин с контурами Хангайского плюма на различных глубинах мантии по изоповерхности  $\delta V p = 0.22\%$ .

Контуры показаны на глубинах: (а) – 67 и 248 км; (б) – 384 и 655 км. Впадины: ВВ – Баргузинская. СН – Чуйская, SV – Центральная впадина Байкала, KD – Южная впадина Байкала, ТВ – Тункинская, TV – Тувинская, UN – Убсунурская; Прочие структуры: HN – хребет Хан-Хухийн, KL – Котловина Больших Озер, ТS – Тянь-Шань.

<sup>1 –</sup> изолинии вершинной поверхности фундамента на поднятиях и подошвы чехла во впадинах; 2 – отложения кайнозойских впадин и грабенов; 3 – крупные разломы; 4 – контуры прогибов, Селенгино-Витимского и Восточной Монголии; *5*-*8* – контуры Хангайского плюма на разных глубинах: *5* – *6*7 км, *6* – 248 км, *7* – 384 км, *8* – 655 км.





Объемное распределение вариаций скоростей δ*V*s по томографической модели NGRAND (по [71, 82]) показано несколькими ортогональными вертикальными сечениями над границей мантия−ядро (2770 км); вертикальный масштаб растянут в 6 раз по сравнению с горизонтальным; контур (фиолетовым) соответствует Хангайскому плюму.

прерывистыми в переходном слое мантии, что, вероятно, связано с минеральными преобразованиями (см. рис. 4, см. рис. 5, см рис. 6, см. рис. 7).

Таким образом, Хангайский и Тибетский плюмы восходят с глубин 1300–1600, т.е. из верхов нижней мантии. Этим они отличаются от верхнемантийных плюмов и от Африканского (Эфиопско-Афарского) и Тихоокеанского суперплюмов, хотя на уровне верхней мантии снижение скоростей в Хангайском и Тибетском плюмах соизмеримо с суперплюмами и их ответвлениями. Анализируя эти соотношения, мы учитываем снижение разрешения модели МІТР08 в нижней мантии, но, несмотря на него, "горячие" объемы прослеживаются до корней Хангайского и Тибетского плюмов вполне уверенно.

Африканский и Тихоокеанский суперплюмы, поднимающиеся от границы ядра и мантии, имеют наибольшую ширину в нижней мантии, а выше разделяются на отдельные струи. Чтобы проанализировать глобальное пространственное распространение ветвей суперплюмов, мы выбрали модель NGRAND [71, 82], которая обладает худшим, но постоянным разрешением на всю глубину мантии без мелких деталей около поверхности. Это дало возможность адекватно оценивать распределение "горячих" и "холодных" объемов, хотя и с потерей тонких деталей (рис. 14).

Африканский и Тихоокеанский суперплюмы образуют антиподальные структуры на противоположных сторонах сфероида. Их ветви поднимаются к поверхности с геометрическим расхождением в виде опрокинутых конусов и верхнемантийных потоков, отходящих от суперплюмов. Широтный глобальный разрез вдоль 45° с.ш. [51] показывает две конические зоны томографических минимумов суперплюмов, выделенные по моделям NGRAND и HWE97 [71, 82, 108].

Хангайский и Тибетский плюмы могут иметь каналы связи как с Тихоокеанским, так и с Африканским суперплюмами на разных глубинах мантии, но их соотношения остаются дискуссионными (см. рис. 8, см. рис. 9, см. рис. 10, см. рис. 11, см. рис. 12).

Возможность интегрального воздействия Хангайского плюма и "горячего" потока от Тихоокеанской окраины на строение мантии Забайкалья выражена на рис. 10а двумя несмыкающимися объемами низкоскоростной мантии, перешеек между которыми на глубине ~1500 км характеризуется слабо пониженными (меньше -0.22%) значениями  $\delta V$ р. Тибетский плюм может быть связан с ветвью Тихоокеанского суперплюма под Южным Китаем на уровне верхов нижней мантии (см. рис. 12, б).

На уровне верхней мантии возможна связь Тибетского плюма с иранской ветвью Африканского суперплюма под южной частью Туранской плиты (см. рис. 10, а; см. рис. 11, б).

Возможна также связь основания Тибетского плюма и Африканского суперплюма на уровне нижней мантии (см. рис. 11, а).

Показано проникновение ветвей Африканского и Тихоокеанского суперплюмов в Центрально-Азиатский регион (см. рис. 14, а).

Меридиональный разрез, проходящий через Африканский суперплюм, демонстрирует его главные и наиболее контрастные элементы. Широтный разрез захватывает северные ветви Тихоокеанского суперплюма. Они становятся менее контрастными, приближаясь к Центральной Азии, но их траектории прослеживаются вполне уверенно. Виден также "холодный" слэб под Гималаями и Южным Тибетом, блокирующий верхнемантийный поток от Африканского суперплюма (см. рис. 11, а).

В западной части разреза рис. 14 (а) видна также низкоскоростная ветвь Тихоокеанского суперплюма. На рис. 14 (б), где пересечение разрезов сфокусировано на области Хангайского плюма, показано распределение верхнемантийных "горячих" масс, сходное с распределением, показанным на рис. 8–12. Более уверенно прослеживается связь с западными ветвями Тихоокеанского суперплюма, которые проникают под Центральную Азию на глубинах ~1000 км. Эта конфигурация частично видна и на рис. 8.

Представленные соотношения низкоскоростных объемов мантии показывают высокую вероятность подпитки Хангайского и Тибетского плюмов веществом и энергией Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Сохраняется, однако, возможность независимого образования Хангайского и Тибетского плюмов. Ее могло обеспечивать образование гидридов металлов, особенно железа, при участии водорода, поступающего из

Рис. 14. Объемная модель Африканского (Эфиопско-Афарского) и Тихоокеанского суперплюмов и их ответвлений в Центральную Азию.

<sup>(</sup>a) — на блок-диаграмме два меридиональных разреза показывают Тихоокеанский (слева) и Африканский (справа) суперплюмы; широтный разрез показывает ветви Тихоокеанского суперплюма, который может иметь связь с "горячей" мантией Центральной Азии; (б) — на блок-диаграмме правый меридиональный разрез показывает Хангайский плюм, широтный разрез показываеь его возможные связи с ветвями Тихоокеанского суперплюма.

земного ядра. Показано, что гидрид железа стабилен при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии примерно на уровне основания Хангайского и Тибетского плюмов [37].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты исследования соотношений между низкоскоростными объемами мантии Хангайского плюма и кайнозойскими деформациями земной коры севера Центральной Азии. Плюм выделен в результате анализа объемной модели вариаций сейсмических скоростей  $\delta V_p$  MITP08. Над плюмом литосфера утонена до ~50 км, и особенно низкие скорости ( $\delta V p > 0.6\%$ ) обнаружены в подлитосферной мантии до глубины 400 км. Главное тело плюма охватывает Гобийский Алтай и Хангайское нагорье и распространяется на север до Тувы и южных прелгорий Восточного Саяна. Плошаль плюма уменьшается с глубиной, и его наиболее глубокая часть (1250-1300 км) находится под южной частью Хангайского нагорья. Выделена Хэнтэйская ветвь плюма, расположенная юго-восточнее Хэнтэйского нагорья и связанная с главным телом плюма на глубинах 800-1000 км. Потоки от Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются на разных глубинах в Забайкалье. Вместе с тем, объем низкоскоростной мантии Забайкалья связан на востоке с ветвью Тихоокеанского суперплюма, т.е. может подпитываться из двух источников.

Хангайское поднятие земной коры, развивавшееся с позднего мезозоя и достигшее в южной части высоты 3500-4000 м, расположено над центром главного тела Хангайского плюма. Контур Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви ограничен с юго-востока поясом плоских впадин, простирающимся вдоль юго-восточной границы Монголии. Над низкоскоростными объемами мантии Забайкалья развивались грабены северовосточного простирания. С других сторон Хангайское поднятие ограничено С-образным поясом межгорных впадин, разделенных низкими хребтами. Пояс включает Южную впадину Байкальской рифтовой зоны, Тункинскую и Тувинскую впадины на севере, Убсунубскую впадину и Котловину Больших Озер на западе и Долину Озер на юге. С позднего олигоцена до плиоцена впадины заполнялись озерными и аллювиальными отложениями. В четвертичное время Южная впадина Байкала стала частью Байкальского рифта.

Структурный парагенез Хангайского свода и окружающих впадин возник в результате динамического воздействия плюма. На его территории, включая Хэнтэйскую и Забайкальские ветви, проявился кайнозойский базальтовый плюмовый вулканизм, местами унаследованный от меловых вулканических проявлений. Этот структурный парагенез развивался одновременно с другим структурным парагенезом, который наиболее ярко выражен ансамблем активных разломов и является результатом горизонтального взаимодействия плит и блоков литосферы, связанного со сближением Индийской и Сибирской платформ и отодвиганием Забайкальской Азии от Сибирской платформы.

Обнаружена глубинная связь Хангайского плюма с Тибетским плюмом, расположенным под Центральным и Восточным Тибетом севернее блока Лхаса. Тибетский плюм имеет вид воронки, восходяшей с глубин 1500-1600 км. и сопровожлается утонением литосферной мантии и поднятием земной поверхности. Хангайский и Тибетский плюмы представляют особую категорию плюмовых образований, чьи корни расположены в верхней части нижней мантии. В отличие от них, Африканский и Тихоокеанский суперплюмы поднимаются от границы ядра и мантии, крупнее и сопровождаются протяженными ответвлениями на уровне верхней мантии и верхов нижней мантии, оказывающими глобальные геодинамические воздействия. Выделены мантийные объемы со слабо отрицательными  $\delta V$ р, которые могут быть интерпретированы как каналы проникновения материала обоих суперплюмов в Хангайский и Тибетский плюмы. Также допускаются и собственные источники их подпитки в результате минеральных преобразований на уровне их корней.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензенту ак. В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Геологическое положение кайнозойских структур изучалось в рамках темы FMMG-2023-0006 Геологического института РАН. Остальные исследования и написание статьи выполнены на средства Российского научного фонда, проект № 22-17-00049.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзин-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 56–66.
- Аржанникова А.В. Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое. – Дис. ... д.г.-м.н. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. 410 с.
- 3. Вознесенский А.В. Изучение области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. –

Вып. 1. – Материалы в Отделения физической географии. – Л.: РГО СССР, 1962. 51 с.

- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. – Под ред. Н.А. Логачева – Новосибирск: Наука, 1984. 208 с.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко – М.: АН СССР, 1963. 391 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция. М.: Наука, 1981. 196 с. (Тр. Сов.-Монг. Геол. Эксп. 1981. Вып. 27).
- Девяткин Е.В. Внутренняя Азия. В кн.: Неотектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. – Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ИФЗ РАН, 2000. С. 92–100.
- Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
- 9. Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологические строенре и нефтегазоносность Селингинской депрессии. – В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 435–475.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитный магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и геодинамика западной части Монголо-охотского пояса // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 52–58.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К. Динамика формирования разломно-блоковых структур восточного сегмента Байкало-Станового сейсмического пояса // Физика земли. 2009. № 11. С. 1–7.
- 14. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. – Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
- Кулаков И.Ю. Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 248–261.
- 16. Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларькин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.Л., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163.
- Ли Сыгуан. Геология Китая. М.: Изд-во Иностр. Лит., 1952. 520 с.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- 19. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего

Востока. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. 359 с.

- 20. Лукина Н.В. Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы. Байкальская внутриконтинентальная рифтовая система. – В кн.: Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – Под ред. П.Н. Кропоткина – М.: Наука, 1988. С. 276–326.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965.
   212 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 136).
- 22. Лунина О.В. Разломы и сейсмически индуцированные геологические процессы на юге Восточной Сибири и сопредельных территориях. – Новосибирск: СО РАН, 2016. 226 с. + CD-ROM.
- Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1235–1247.
- 24. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. – Новосибирск: ГЕО, 2009. 316 с.
- 25. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Калаис Е. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.
- 26. Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Олигоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 81–88.
- Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.
- 28. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алекшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хрустов О.М. Кайнозой Байкальскгой рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Гео, 2001. 252 с.
- 29. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 годы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598–1607.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Николаев В.Г., Ванякин Л.А., Калинин В.В., Милановский В.Е. Строение осадочного чехла озера Байкал // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 48–58.
- 32. Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Кужугет К.С. Палеосейсмологические исследования сейсмотектонического узла на юго-западе Тувы // Вестн. ОНЗ РАН. 2016. Т. 8. С. 1–18.
- 33. Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Сугоранова А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Исследования Каахемской системы активных разломов в Туве: сегментация и модель характерных землетрясений // Геосферные исследования. 2019. № 1. С. 6–16.
- 34. Овсюченко А.Н., Дэмбэрэл С., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г., Батсайхан Ц., Баатар Н. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с M<sub>w</sub> = 6.7 в Северной Монголии: геологические эффекты и

тектоническая позиция очага // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 5116 № 1. С. 65-70.

- 35. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.Д., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- 36. Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальском регионе. – В кн.: Байкальский рифт. – Под ред. Н.А. Флоренсова – Новосибирск: Наука, 1975. С. 51–67.
- 37. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геология мантии Земли. – М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. – Новосибирск: Наука, 1993. 299 с.
- 39. Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. – Новосибирск: ГЕО, 2005. 268 с.
- 40. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: Южная Сибирь и Восточная Азия. – Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- 41. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. – Новосибирск: ГЕО, 2007. 193 с.
- 42. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля. Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 993–1032.
- 43. Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 40 с.
- 44. Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники. – М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.
- 45. Рогожина В.А. Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. – В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. – Под ред. Н.А. Флоренсова – Новосибирск: Наука, 1977. С. 64–78.
- 46. Саньков В.А. Современная геодинамика внутриконтинентальных областей: инструментальные и геолого-геоморфологические оценки движений и деформаций земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 159–182.
- 47. Саньков В.А., Добрынина А.А. Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по данным о механизмах очагов землетрясений // ДАН. 2015. Т. 465. № 3. С. 347– 352.
- 48. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.

- 49. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнёв А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.
- Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. – М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 618).
- Соколов С.Ю. Глубинное геодинамическое состояние и его сопоставление с поверхностными геолого-геофизическими параметрами вдоль субширотного разреза Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 945–957.
- 52. Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмотомографии // Геотектоника. 2022. № 2. с. 3–20.
- 53. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- 54. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 20211. № 3. С.60–77.
- 55. Трифонов В.Г., Макаров В.И. Активные разломы (Монголия). – В кн.: Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – М.: Наука, 1988. С. 239–272.
- 56. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021, № 3. С. 31–59.
- 57. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
- 58. Хатчинсон Д.Р., Гольмиток А.Ю., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд Л.Д. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
- 59. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – М.: Наука, 1985. 225 с.
- 60. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории западного Забайкалья и юго-восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 4. С. 390–405.
- Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — М.: АН СССР, 1960. С. 16–202. (Тр. ГИН АН СССР. 1960. Вып. 26).
- 62. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- 63. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.
- 64. *Allen C.R.* Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. GSA 1975. Vol. 86. № 8. P. 1041–1057.
- 65. *Amaru M.* Global travel time tomography with 3-D reference models. In: *Geologica Ultraiectina*. (Dis. Thesis, Mededelingen van de Faculteit Geoweten-

schappen Universiteit Utrecht, Germany. 2007. Vol. 274), 174 p.

- 66. Arzhannikova A., Arzhannikov S. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // Geomorphology. 2019. Vol. 342. № 1. P. 140–149.
- Arzhannikova A., Arzhannikov S., Jolivet M., Vassallo R., Chauvet A. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): Initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System // J.Asian Earth Sci. 2011. Vol. 40. P. 581–594.
- Arzhannikova A., Arzhannikov S., Ritz J.-F., Chebotarev A., Yakhnenko A. Earthquake geology of the Mondy fault (SW Baikal Rift, Siberia) // J. Asian Earth Sci. 2023. Vol. 248. P. 105614. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105614
- 69. Arzhannikova A., Braucher R., Arzhannikov S., Aumaître G., Bourlès D.L., Keddadouche K., 2021. The Late Quaternary slip-rate of the Kichera Fault (North Baikal Rift) from morphotectonic, paleoseismological and cosmogenic <sup>10</sup>Be analyses // Tectonophysics. 2021. Vol. 812. P. 228915.
- Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbataar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Yu.Ya. 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding. – (USA. GSA Mem. 1993. Vol. 181), 62 p.
- Becker T.W., Boschi L.A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. P. 1–48.
- Bono R.K., Tarduno J.A., Bunge H.P. Hotspot motion caused the Hawaiian-Emperor Bend and LLSVPs are not fixed // Nature Communications. 2019. Vol. 10. P. 3370.
- Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia: a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. P. L24319.
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2003. Vol. 108. № B10. P. 1–13.
- 75. Choi J.-H., Klinger Ya., Ferry M., Ritz J.-F., Kurtz R., Rizza M., Bollinger L., Davaasambuu B., Tsend-Ayush N., Demberel S. Geologic inheritance and earthquake rupture processes: The 1905  $M \ge 8$  Tsetserleg-Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. Vol. 123. № 2. P. 1925– 1953.
- 76. Cunningham W.D., Windley B.F., Owen L.A., Barry T., Dorjnamjaa D., Badamgarav J. Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. Tectonophysics. 1997. Vol. 277. № 4. P. 285–306.
- Database of Active Faults of Eurasia. Moscow: GIN RAS, 2020. http://neotec.ginras.ru/ database.html (Accessed November 12, 2022).
- De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B. Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian

Altai Region // Radiation Measurements. 2008. Vol. 43. P. 38–42.

- 79. *Ding G.* Active faults in China. A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). (Seismol. Press, Beijing, China. 1984). P. 225–242.
- 80. *Ding G., Lu Y.* A preliminary discussion on the status of intraplate motions in China // Kexue Tongbao. 1988. Vol. 33. № 1. P. 52–57.
- Gao S.S., Davis P.M., Liu H., Slack H.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal zone // Nature. 1994. Vol. 371. P. 149–151.
- 82. *Grand S.P., Van Der Hilst R.D., Widiyantoro S.*, 1997. Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. Vol. 7. № 4. P. 1–7.
- Hall R., Spakman W. Mantle structure and tectonic history of SE Asia // Tectonophysics. 2015. Vol. 658. P. 14–45.
- 84. Huang J., Chen W.P. Source mechanisms of the Mogod earthquake sequence of 1967 and the event of 1974 July 4 in Mongolia // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1986. Vol. 84. № 2. P. 361–379.
- Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. P. B09305.
- Huang Zh., Zhao D. Seismotectonics of Mongolia and Baikal Rift zone controlled by lithospheric structures // Geophys. Res. Lett. 2022. Vol. 49 (e2022). P. 1–10.
- 87. Jolivet M., Ritz J.-F., Vassallo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., De Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // Geology. 2007. Vol. 35. № 10. P. 871–874.
- Klinger Y., Etchebes M., Tapponnier P., Narteau C. Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China // Nature Geosci. 2011. Vol. 4. P. 389–392.
- Krivonogov S.K., Safonova I.Y. Basin structures and sediment accumulation in the Baikal Rift Zone: Implications for Cenozoic intracontinental processes in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 267–290.
- Kurtz R., Klinger Y., Ferry M., Ritz J.-F. Horizontal surface-slip distribution through several seismic cycles: The Eastern Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia // Tectonophysics. 2018. Vol. 734. P. 167–182.
- Kurushin R.A., Bayasgalan A., Ölziybat M., Enkhtuvshin B., Molnar P., Bayarsayhan C., Hudnut K.W., Lin J., 1997, The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake. – (USA. GSA Spec. Pap. 1997. Vol. 320). P. 143.
- 92. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
- 93. Liu M., Yang Y., Shen Zh., Wang Sh., Wang M., Wan Y., 2007. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics. – (USA. GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 425). P. 299–318.
- 94. *Molnar P., Deng Q.* Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. N
  <sup>o</sup> B7. P. 6203–6227.

- Parfeevets A.V., Sankov V.A. Late Cenozoic tectonic stress fields of the Mongolian microplate // Geoscience (Comptes Rendus). 2012. Vol. 344. P. 227–238.
- 96. *Petit C., Fournier M.* Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 160. Nº 1. P. 357–369.
- 97. Petit C., Meyer B., Gunnell Y., Jolivet M., San'kov V., Strak V., Gonga-Saholiariliva N. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia // Tectonics. 2009. Vol. 28. P. TC6010.
- 98. Ritz J.-F, Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // Tectonics. 2018. Vol. 37. P. 1376–1392.
- 99. Ritz J.-F., Vassallo R., Braucher R., Brown E.T., Carretier S., Bourlès D. Using in situ-produced <sup>10</sup>Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). – (USA. GSA Special Pap. 2006. Vol. 415). P. 87–110.
- 100. Rizza M., Ritz J.-F., Braucher R., Vassallo R., Prentice C., Mahan S., et al. Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia) // Geophys. J. Int. 2011. Vol. 186. P. 897– 927.
- 101. Rizza M., Ritz J-F., Prentice C., Vassallo R., Braucher R., Larroque C., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Mahan S., Massault M., Michelot J.-L., Todbileg M. Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // Bull. Seismol. Soc. Am. 2015. Vol. 105. № 1. P. 72–93.
- 102. Schlupp A., Cisternas A. Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay) // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 169. № 3. P. 1115–1131.
- 103. Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // J. Asian Earth Sci. 2012. Vol. 46. P. 195–208.
- 104. Shi J., Feng X., Ge Sh., Yang Zh., Bo M., Hu J. The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China. – In: A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). – (Seismol. Press, Beijing, China. 1984). P. 325–346.

- Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3425– 3459.
- 106. Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh. M. Recent geodynamics of major strike-slip zones // Geodes. Geodynam. 2015. Vol. 6. № 5. P. 361–383.
- 107. Trifonov V.G., Machette M.N., 1993. The World Map of Major Active Faults Project // Annali di Geofisica. 1993. Vol. 36. № 3–4. P. 225–236.
- 108. Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R. Evidence of deep mantle circulation from global tomography // Nature. 1997. Vol. 386. № 6625. P. 578–584.
- 109. Van der Meer D.G., Van Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. Vol. 723. P. 309– 448.
- Vergnolle M., Calais E., Dong L., 2007. Dynamics of continental deformation in Asia // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. P. B11403.
- 111. Wang Q., Zhang P.-Z., Freymueller J.T., Bilham R., Larson K.M., Lai X., You X., Niu Zh., Wu J., Li Ya., Liu J., Yang Zh., Chen Q. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements // Science. 2001. Vol. 294. P. 574–577.
- 112. *Windley B.F., Allen M.B.* Mongolia plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia // Geology. 1993. Vol. 21. P. 295–298.
- 113. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 604–623.
- 114. *Zhao D., Lie J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S.* Deep structure and origin of the Baikal rift zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 243. P. 681–691.
- 115. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., 1990. Structure of the lithosphere of the Mongolian–Siberian mountainous province // J. Geodynam. 1990. Vol. 11. P. 327–342.

# **Solution** Khangai Intramantle Plume (Mongolia): **3D** Model, Impact on Cenozoic Tectonics and Comparative Analysis

# V. G. Trifonov<sup>a, \*</sup>, S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, S. A. Sokolov<sup>a</sup>, S. V. Maznev<sup>a</sup>, K. I. Yushin<sup>a</sup>, S. Demberel<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky lane, 119017 Moscow, Russia

<sup>b</sup>Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences, PO 13343, Ulaanbaatar, Mongolia \*e-mail: trifonov@ginras.ru

The Khangai plume is located beneath Central and Eastern Mongolia and corresponds to the mantle volume with significantly reduced longitudinal wave (*P*) velocities. The plume was identified as a result of the analysis of the MITP08 volumetric model of variations in P wave velocities, expressed as deviations of these velocities from the mean values for the corresponding depths in percent. Above the plume, the lithospheric mantle is thinned to ~50 km. Particularly low velocities (up to -6%) were found in the sublithospheric mantle down to a depth of 400 km. The main body of the plume is located under the Khangai Highland and spreads north to the edge of the Siberian Platform. The Khentei branch of the plume is identified southeast of the Khentei Highlands. It is connected to the main body of the plume at depths of 800–1000 km. Branches of the plume

and its Khentei branch spread to Transbaikalia. The size of the plume decreases with depth, and its deepest part (1250-1300 km) is located under the southern part of the Khangai Highland. On the Earth's surface, the main body of the Khangai plume corresponds to a Cenozoic uplift up to 3500-4000 m high in the south of the Khangai Highland. From the southeast, the territory of the Khangai plume and its Khentei branch is limited by the Late Cenozoic troughs stretching along the southeastern border of Mongolia. On other sides, the Khangai uplift is limited by a C-shaped belt of depressions, consisting of the southeastern part of the Baikal rift zone, the Tunka and Tuva basins in the north, the Ubsunur Basin and the Great Lakes Basin in the west and the Valley of Lakes in the south. The depressions are filled with lacustrine and fluvial sediments from the Late Oligocene to the Pliocene. In the Quaternary, the Southern and Central basins of Baikal, formed no later than the Early Paleogene, became part of the Baikal rift, and other depressions were involved in the general uplift of the region. The structural paragenesis of the Khangai uplift and surrounding basins is due to the impact of the Khangai plume. Above the plume with its Khentei and Transbaikalian branches, the Cenozoic basaltic volcanism of the plume type occurred, in some places inheriting Cretaceous volcanic manifestations. Plume structural paragenesis is combined with structural paragenesis, derived from the interaction of plates and lithosphere blocks, which is expressed by active faults, but developed synchronously with plume paragenesis. The kinematics of active faults shows that the western and central parts of the region develop under conditions of transpression, and the northeastern part – under conditions of extension and transtension. The Khangai plume is connected at depth with the Tibetan plume, located under the central and eastern parts of Tibet north of the Lhasa block. The Tibetan plume rises from depths of 1400–1600 km and is accompanied by thinning of the lithosphere and rise of the earth's surface. The Khangai and Tibetan plumes represent a special category of plumes that rise from the upper part of the lower mantle and this differs from the upper mantle plumes and the African and Pacific superplumes, rising from the core-mantle boundary. A connection between the Khangai and Tibet plumes with branches of superplumes is possible, but their independent origin is also admitted.

*Keywords:* seismic tomographic model of the mantle, mantle plume, Cenozoic tectonics, active fault, geodynamic impact of the mantle on the Earth's crust УДК 551.24

# КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ И МЕДЛЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

© 2023 г. Т. К. Пинегина<sup>1</sup>, А. И. Кожурин<sup>1, 2, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, д. 9, бульвар Пийпа, 683023 Петропавловск-Камчатский, Камчатский край, Россия <sup>2</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия \*e-mail: anivko@yandex.ru Поступила в редакцию 28.08.2023 г. После доработки 05.10.2023 г.

Принята к публикации 16.10.2023 г.

Изучено геологическое строение позднеголоценовой аккумулятивной морской террасы на побережье Камчатского залива (п-ов Камчатка). Полученные данные о возрасте слагающих террасу береговых валов и их относительного высотного положения позволили выявить два типа вертикальных движений побережья – косейсмические (периодические быстрые) и медленные однонаправленные поднятия и опускания. Крупноамплитудные, до 1-2 м, вертикальные косейсмические движения происходят раз в ~1200-1300 лет, средняя скорость медленных движений составляет от долей миллиметра до ~2 мм в год. Косейсмические движения представляют релаксацию упругих деформаций, накопленных в интерсеймический интервал сейсмического цикла, не превышают их и не накапливаются. Медленные движения задают общий тренд вертикальных деформаций восточного побережья п-ова Камчатка. Предположено, что опускающиеся центральные части восточных заливов п-ова Камчатка (Авачинского, Кроноцкого и Камчатского) и понижения между восточными полуостровами (Шипунским и Кроноцким) и основным массивом п-ова Камчатка образуют ближайшую к глубоководному желобу зону растяжения островной дуги, вызванной миграцией погруженной части Тихоокеанской плиты в сторону Тихого океана. Под восточными Шипунским и Кроноцким полуостровами эта зона растяжения сменяется зоной поперечного сжатия земной коры Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги.

*Ключевые слова:* островная дуга, субдукция, косейсмические и интерсейсмические деформации, длиннопериодные вертикальные движения, п-ов Камчатка, Камчатский залив, п-ов Кроноцкий, п-ов Шипунский

DOI: 10.31857/S0016853X23060061, EDN: GTEODZ

### введение

Деформация земной коры Центральной Камчатки определяется растяжением, вызываемым отступанием погруженной части Тихоокеанской океанической плиты от островной дуги в сторону океана [20], при этом сильные субдукционные землетрясения имеют типичный для них надвиговый механизм.

Одним из эффектов сильных субдукционных землетрясений (периодических движений по плоскости контакта между островной дугой и океанической плитой) являются косейсмические вертикальные движения (отрицательные или положительные) приближенной к океану части островной дуги, которые выявлены, например, при землетрясениях:

-Чилийское (1960 г.,  $M_w = 9.5$ );

- Аляскинское (1964 г.,  $M_{\rm w} = 9.2$ );

— Индонезийские (2004 г.,  $M_{\rm w} = 9.5$ , 2005 г. с $M_{\rm w} = 8.6$ );

- Тохоку (2011 г., *M*<sub>w</sub> = 9.1, Япония).

Установлено, что расположенная ближе к глубоководному желобу часть островной дуги испытывает косейсмические поднятия, а ее часть, находящаяся на большем расстоянии от желоба, косейсмические опускания [23]. В интерсейсмический интервал вертикальные движения вблизи и на удалении от желоба сменяются движениями, противоположными по знаку (рис. 1).

Данные о вертикальных деформациях побережья островной дуги позволяют восстановить положение очага субдукционного землетрясения, оценить параметры очага (размеры вдоль дуги,



Рис. 1. Схема косейсмических и интерсейсмических деформаций в ходе субдукционного сейсмического цикла (по [23], с изменениями и дополнениями).

(a) – проекция (a') на земную поверхность Камчатки, (a') – интерсейсмический интервал – постепенные поднятие и опускание островной дуги над заблокированной частью ее контакта с погруженной частью океанической плиты; (б) – косейсмический интервал – быстрые опускание и поднятие земной поверхности, противоположные интерсейсмическим движениям.

Обозначено: ККГЖ — Курило-Камчатский глубоководный желоб; АТР — Алеутский трансформный разлом; КР — Кроноцкий полуостров; КЗ — Камчатский залив. 1 — контакт океанической плиты с островной дугой: a — заблокированный в интерсейсмический интервал (на фрагменте (a')),  $\delta$  — во время подвижки; 2 — относительное направление: a — сближение океанической плиты с островной дугой,  $\delta$  — относительные движения на их контакте; 3 — относительные интерсейсмические и косейсмические движения земной поверхности над зоной контакта плит

131

глубину проникновения плоскости срыва) и, примерно, магнитуду землетрясения [7, 25].

Теоретически, косейсмические движения представляют релаксацию интерсейсмических, итоговая величина движений сейсмического цикла равна нулю, и их результатом не может быть появление со временем выраженных в островной дуге зон опусканий или поднятий. Однако побережья некоторых островных дуг на протяжении среднего-позднего голоцена поднимались или опускались. В области землетрясения Тохоку в 2011 г. ( $M_w = 9.1$ ), на севере Японии, происходили долговременные (на протяжении десятков и сотен тысяч лет) однонаправленные движения земной поверхности [14, 24]. Вклад косейсмических движений в долговременные вертикальные деформации таких побережий не выяснен.

На поднимающихся побережьях обычно существуют морские террасы, из которых древние находятся выше молодых [13, 16]. На опускающихся аккумулятивных побережьях древние береговые валы морских террас располагаются ниже молодых валов. Иногда древние береговые валы погружаются под уровень моря и не видны в рельефе [14, 24].

Соотношение косейсмических и долговременных движений нами было исследовано при изучении побережья Камчатского залива, который расположен напротив северной части Курило-Камчатской зоны субдукции.

Целью статьи является определение вклада косейсмических деформаций в формирование структуры побережья островных дуг.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования были направлены на выявление геологических следов сильнейших голоценовых сублукшионных землетрясений и вызванных ими деформаций побережья Камчатского залива (п-ов Камчатка). Для этого нами были измерены топографические профили через береговые валы перпендикулярно береговой линии. Вдоль профилей были заложены шурфы и описаны вскрытые шурфами разрезы перекрывающих голоценовую аккумулятивную морскую террасу почвенно-пирокластических отложений. В разрезах выделялись отложения цунами и следы косейсмических вертикальных деформаций. Возраст береговых валов, слагающих террасу, определялся по возрасту вулканических пеплов в основании почвенно-пирокластических отложений [11].

Тефрохронологическая шкала для района исследования (последовательность тефр, их источников и возраста) составлена на основе ранее проведенных исследований [19, 12, 28, 16] и заверена во время экспедиционных работ. На побережье Камчатского залива обнаружены тефры исторических извержений вулкана Безымянный (извержение 1955 г.) и вулкана Ксудач (Конус Штюбеля) (извержение 1907 г.). В северной части Камчатского залива обнаружена также тефра извержения вулкана Шивелуч 1964 г.

Доисторические извержения на побережье Камчатского залива представлены горизонтами тефры вулканов (табл. 1):

- Шивелуч (SH#4, SH#6, SH#12, SH#37);

– Ксудач (КС1);

- Гамчен (GA<sub>3100</sub>);
- Авачинский (AV#39).

Количество горизонтов тефры и их мощность меняются вдоль побережья.

В.В. Пономарева с соавт. [28] и С.П. Крашенинникова с соавт. [21] обозначили вулканические пеплы новыми кодами и привели их средний возраст (средневзвешенное значение) в калиброванных годах до 1950 г. (кал. л.н.) (см. табл. 1).

Геолого-геоморфологические индикаторы косейсмических поднятий и опусканий побережья разные. При косейсмическом поднятии побережья относительный уровень океана снижается, океан отступает от суши, и образуется ступень к приподнятой аккумулятивной (или абразионной) террасе. При опускании побережья уровень океана относительно повышается, он смещается в сторону суши, и часть существовавшей морской террасы размывается — формируется уступ размыва.

Поскольку побережье опустилось, то сформировавшийся после его опускания штормовой береговой вал оказывается выше более древних валов. Этот новый береговой вал перекрывает (погребает) уступ размыва более древней террасы (рис. 2).

Параметры долговременных вертикальных движений побережья (продолжительностью в несколько сейсмических циклов) определялись трендами изменений высот поверхности аккумулятивной морской террасы. Тренд описывался линейной регрессией зависимости высоты береговых валов от их расстояния от береговой линии.

Чтобы избежать влияния возможных различий в волновой энергии для разных участков побережья (от волновой энергии зависят ширина и высота активного пляжа, а также — высота валов над уровнем моря), при построении линий трендов не учитывались точки от уреза воды до вершины первого берегового вала, а со стороны берега исключались замеры высот за пределами морской аккумулятивной террасы.

Для всех профилей допускался один и тот же уровень моря, современный. Превышение древних береговых валов над молодыми валами (линия тренда наклонена в сторону океана) интерпретировалось как показатель постепенного под-

# КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ И МЕДЛЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Вулкан	Код тефры новый*	Код прежний	<sup>14</sup> С возраст (лет до 1950 г.)	Калиброванный возраст (лет ВР)	Средне взвешенный возраст (лет ВР)	Мощность тефры, описание**	Источник
Шивелуч	SH#1	Ш1964, SH1964 AD	_	—14 (1964 г.н.э.)	_	0.5–4 см, "соль с перцем", с/з-к/з, только в северной части Камчатского залива	[12, 28]
Безымянный	_	БЗ1955, BZ1955 AD	_	—5 (1955 г.н.э.)	_	1 см, светло-корич- невый, светло- серый, т/з-м/з, только в южной и центральной части Камчатского залива	[19, 16]
Ксудач (конус Штюбеля)		КШт <sub>3</sub> , KSht <sub>3</sub> , KS1907 AD	_	43 (1907 г.н.э.)	_	1—1.5 см, светло- серый, т/з, только в южной и центральной части Камчатского залива	[19, 16, 9]
Шивелуч	SH#4	Ш1, SH1	265 ± 18	311 ± 6	311	0.5—1 см, светлый, т/з, в северной части Камчатского залива (в отдельных шурфах	[8, 12, 28]
Шивелуч	SH#6	Ш2, SH2	965 ± 16	900	764	1—2 см, светло- коричневый, м/з-т/з	[19, 28, 16]
Шивелуч	SH#12	Ш1450, SH1450	1450	1350, 1311–1408	1356	1-3 см, "соль с перцем", палево- желтый, м/з	[19, 28, 16]
Ксудач	_	KC1, KS1	1800	1590—1705, 1700, 1720	1651	1—4 (до 8) см, грязный желтовато- коричневый, палевый, т/з	[19, 16]
Гамчен		GA3100	3100	~3300		2—4 см, грязно- розовый, красноватый, т/з	[19]
Авачинский	AV#39	AV1, IIAV1, AB3500, AV3500	$3762 \pm 47$	3674–3851	3774	1—2 см, серовато- коричневый, желтоватый, т/з	[17, 18, 3, 1, 2, 27, 22, 28, 26, 21]
Шивелуч	SH#37	Ш4800, SH4800	4800	5500, 5600, 5421–5626	5522	1—2 см, "соль с перцем", м/з	[19, 28]

Таблица 1. Основные маркирующие горизонты тефры на побережье Камчатского залива

Примечание. \*Новые коды извержений для вулканов Шивелуч и Авачинский даны в работах [28, 21]; \*\* т/з, м/з, с/з, к/з – тонко-, средне- и крупнозернистая размерность частиц тефры.



**Рис. 2.** Реконструкция процесса образования погребенного уступа размыва на морской аккумулятивной террасе в результате косейсмического опускания побережья (по данным [11]).

(а) – береговые валы до косейсмического опускания; (б) – формирование уступа размыва; (в) – появление молодого берегового вала, перекрывающего уступ размыва.

Обозначен (линия синим) уровень моря до (пунктирная) и после (сплошная) опускания суши.

нятия побережья. Превышение молодых валов над более древними (линия тренда наклонена в сторону суши) интерпретировалось как свидетельство опускания побережья.

Всего на побережье Камчатского залива были измерены 15 топографических профилей – от правобережья р. Большая Чажма до левобережья р. Андриановка, Дополнительно в анализ был включен ранее измеренный нами топографический профиль в северной части побережья Камчатского залива (рис. 3, профиль 16–16'). Длина профиля составляет >1.5 км, – мы использовали только его часть [12, 16].

Вдоль профилей были заложены более сотни шурфов, описаны вскрытые ими разрезы морских и почвенно-пирокластических отложений.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Выявлено, что побережье Камчатского залива, наиболее удаленное от глубокроводного желоба, опускается — древние береговые валы там гипсометрически ниже молодых валов (рис. 4, а).

Часть побережья залива, граничащая с Кроноцким полуостровом, на протяжении среднего– позднего голоцена воздымалась, и древние береговые валы в этой части залива гипсометрически выше молодых (см. рис. 4, б). Между зонами побережья с разным направлением вертикальных движений есть участки с примерно горизонтальной трендовой линией берега (см. рис. 4, в).

#### Косейсмические вертикальные деформации

Проявлением косейсмической природы резких вертикальных опусканий суши являются погребенные уступы размыва.

Нами приведен пример одного из профилей на опускающемся в голоцене участке побережья Камчатского залива (рис. 5, профиль 15–15'; см. рис. 3, положение профиля). Максимальный возраст сохранившихся морских аккумулятивных террас на побережье Камчатского залива в районе данного профиля достигает 3800 лет. Более древние разрезы, содержащие в основании тефру SH#37, описывают отложения речных террас или заросших болот, сформировавшихся вне волновой деятельности океана (см. рис. 5, шурфы 274, 275).

Признаками косейсмических опусканий и размыва части морской террасы служат:

наличие береговых валов разных гипсометрических уровней — 5.5—6 м, 4—5 м и 3 м (от молодых к древним);

 – разный (в данном случае, до 1000 лет) возраст соседних береговых валов.



**Рис. 3.** Измеренные топографические профили 1–1'–16–16' на побережье Камчатского залива (по [29]). На врезке: показано (прямоугольник) положение района исследования. *I* – профили и их порядковые номера (полевая нумерация профилей – курсивные цифры желтым); *2* – положение профилей; *3* – осевая линия глубоководного желоба

Всего на профиле обнаружены три уступа размыва (см. рис. 5).

• Первый уступ размыва — самый молодой — образовался после 1907 г. (после выпадения тефры KSht<sub>3</sub>). Он может быть связан с историческим Усть-Камчатским землетрясением 1923 г.

• Второй уступ размыва — древний — образовался между выпадениями тефр SH#4 и SH#6, т.е. между 311 и 764 гг. до 1950 г. Поскольку шурфы 278 и 277 отличаются по возрасту на более чем тысячу лет, после землетрясения, сопровождавшегося косейсмическим опусканием, размыв терра-



Рис. 4. Топографические профили побережья Камчатского залива.

Направление движения: (а) – опускание; (б) – воздымание; (в) – относительная стабильность.

Линии (пунктирные), аппроксимирующие наклон террасы (цвет линии соответствует цвету профиля); номера топо-графических профилей (арабские цифры).



**Рис. 5.** Геологические разрезы вдоль профиля 15–15'. Положение профиля 15–15' – см. рис. 3.

1 – дернина; 2 – песок (штормовые отложения); 3 – тефра и ее код (см. табл. 1); 4 – галька; 5 – отложения цунами (включая цунами 1923 г.); 6 – погребенные уступы размыва; 7 – косейсмическое опускание и его оценочная амплитуда (м); 8 – положение шурфа на профиле и его номер; 9 – триангуляционный пункт (высота (м) в Балтийской системе координат)

сы был значительным. При обычной, не нарушаемой косейсмикой, эволюции побережья (при условии достаточного количества материала, выносимого в океан реками), береговые валы формируются за десятки (до сотни) лет. Разница в тысячу лет в возрасте двух соседних (наблюдаемых сейчас) валов – отклонение. Такая разница в возрасте означает, что между ними были валы, которые были размыты. Об этом свидетельствует образовавшаяся в земной поверхности ступень высотой ~2 м над погребенным уступом.

• Третий уступ размыва – самый древний – образовался между выпадением тефры GA3100 и AV#39, т.е. во временном интервале между 3300 и 3774 лет назад (до 1950 г.). Амплитуда опускания этого события составила ≥2–2.5 м.

Таким образом, за последние ~3850 лет в районе Камчатского залива произошли три сильных субдукционных землетрясения, сопровождавшихся косейсмическими опусканиями, т.е. одно событие в каждые ~1200—1300 лет. Такая повторяемость сейсмотектонических событий сопоставима с повторяемостью событий на юге Камчатки (900—1200 лет) [25].

Аналогичное строение имеют участки морской террасы в районе профилей 8–8', 10–10', 11–11', 12– 12', 13–13', 14–14' и 16–16' (рис. 6; см. рис. 3, положение профилей). В разрезах вдоль этих профилей выявлены размывы террас, связанных с косейсмическими опусканиями в тех же временных интервалах, что и на профиле 15–15' (см. рис. 6, см. рис. 3).

### Наклон морской аккумулятивной террасы и направление движения

Общий наклон поверхности аккумулятивной террасы аппроксимирует линия, связывающая ее высотные отметки. Наклон линии определяет ниже или выше расположены древние береговые валы молодых валов. Относительное высотное положение береговых валов и их возраст могут быть использованы для оценки средней скорости вертикальных движений за интервал времени между формированием наиболее древнего и наиболее молодого из валов.

Нами выявлены три варианта положения аппроксимирующей линии (см. рис. 4, а–в):

- линия наклонена по направлению к суше;

– линия наклонена по направлению к океану;

— линия занимает почти горизонтальное поло-жение.

Нами приведены зависимости, выявленные линейной регрессией, высоты вала (y, м) от его расстояния от линии берега (x, м), и величины  $R^2$ , описывающие точность линейной аппроксимации (см. рис. 6).

При наилучшей аппроксимации  $R^2$  стремится к 1. Величина  $R^2$  для всех профилей невелика, тем не менее, аппроксимирующие линии отражают общий наклон поверхности аккумулятивной террасы (см. рис. 6).



**Рис. 6.** Профили 8–8'–16–16' через опускающееся побережье Камчатского залива. Положение профилей – см. рис. 3.

I — части профилей при построении аппроксимирующих линий: a — учитываемые,  $\delta$  — не учитываемые; 2 — аппроксимирующие линии; 3 — погребенные уступы размыва; 4 — величина и средняя скорость опускания побережья за последние несколько тысяч лет; 5 — параметры зависимости высоты береговых валов от расстояния от береговой линии;  $\delta$  — код тефры (код тефры (в скобках), точнее определяющей время косейсмического опускания (см. табл. 1))

Трендовые линии профилей в южной части Камчатского залива наклонены в сторону океана (см. рис. 4, б).

Показано геологическое строение воздымающейся морской аккумулятивной террасы в южной части залива (рис. 7, профиль 1-1; рис. 8).

В центральной части Камчатского залива трендовые линии профилей 12–12', 13–13', 14–14' и 15–15' наклонены в сторону суши (см. рис. 4, а). Между группами профилей с разным направлением наклона трендовой линии находятся профили с ее примерно горизонтальным положением (см. рис. 4, в, профили 8–8', 10–10').

Важно отметить, что в опускающихся и воздымающихся частях залива уступы размыва, возникшие при косейсмических опусканиях побережья, совпадают по возрасту.

Соотношение возраста и относительных высот древних и молодых береговых валов показывает, что средняя скорость вертикальных движений участков побережья составляет (см. рис. 6, см. рис. 8):

- опускание –0.4...–1.5 мм/г,
- воздымание +1.1–2.25 мм/г.

Опускающееся побережье центральной части Камчатского залива находится на расстоянии ~130 км от желоба (см. рис. 6). Воздымающееся побережье Камчатского залива, в северо-западной части Кроноцкого полуострова находится на расстоянии ~110 км от Курило-Камчатского глубоководного желоба (см. рис. 3, см. рис. 8).

Возможно, смена направления движений от центральной части залива к его периферии связана с самим существованием Кроноцкого полуострова — относительно низкоплотного корового массива, затрудняющего процесс поддвига Тихоокеанской плиты под Камчатку.

Трендовые нисходящие движения в центральной части залива сменяются трендовыми восходящими на его периферии, в районе перехода к Кроноцкому полуострову. Можно предполо-







**Рис. 8.** Профили 1–1'–7–7' через воздымающиеся участки морской аккумулятивной террасы. Положение профилей – см. рис. 3.

I – части профилей при построении аппроксимирующих линий: a – учитываемые,  $\delta$  – не учитываемые; 2 – аппроксимирующие линии; 3 – погребенные уступы размыва; 4 – величина и средняя скорость поднятия побережья за последние несколько тысяч лет; 5 – параметры зависимости высоты береговых валов от расстояния от береговой линии;  $\delta$  – код тефры (см. табл. 1)



**Рис. 9.** Схема сейсмических циклов и косейсмических опусканий побережья Камчатского залива во время сильных субдукционных землетрясений (по данным [15], с изменениями). Части Камчатского залива: (а) – центральная, (б) – южная.

*1* – вертикальные движения в пределах цикла: *a* – косейсмическое, *б* – быстрое постсейсмическое, *в* – медленное интерсейсмическое; *2* – высота древнейшего берегового вала на протяжении нескольких сейсмических циклов; *3* – тренд вертикальных движений побережья; *4* – средневзвешенное значение возраста установленных событий (калиброванных лет до 1950 г.)

жить, что смена знака вертикальных движений связана с изостатическим воздыманием относительно низкоплотного корового массива Кроноцкого полуострова.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Соотношение косейсмических и медленных движений в деформации побережья

Опускание центральной части побережья Камчатского залива не объясняется накоплением части косейсмических опусканий, а воздымание его периферической части — накоплением части косейсмических поднятий. Однако мы установили, что воздымающиеся и опускающиеся участки побережья испытывали одни и те же — одного возраста — косейсмические опускания. Это означает, что долговременные опускание или поднятие побережья с косейсмическими движениями не связаны. По аналогии с платформенными областями, медленные движения, описываемые трендовой составляющей профилей, можно определить как эпейрогенические, а интерсейсмические и косейсмические движения — как их осложняющие (рис. 9).

Можно предположить, что зона опускания центральной части Камчатского залива продолжается на юг понижением между Кроноцким полуостровом и основным массивом п-ва Камчатка (рис. 10).

Далее к югу продолжением зоны относительного погружения может быть опускающаяся в среднем-позднем голоцене центральная часть Кроноцкого залива [10]. Еще южнее — северная и центральная часть Авачинского залива, где на фоне горизонтальных, либо слабонаклонных в сторону суши, трендов поверхности голоценовой морской аккумулятивной террасы происходили косейсмические опускания [25] (см. рис. 10).

Мы предполагаем, что восточная, океаническая, граница зоны погружения проходит по западным окончаниям восточных полуостровов п-ова Камчатка.

Выделенная зона опусканий представляет наиболее близкую к желобу структуру растяжения. Зона параллельна восточному сбросовому ограничению



Рис. 10. Схема положения структур растяжения на Камчатке, связанных с отступанием Тихоокеанской плиты в сторону океана (по [6], с изменениями).

1 – структуры растяжения и их восточные ограничения: a – Центральной Камчатской депрессии,  $\delta$  – зоны тыловых частей восточных полуостровов и центральных частей восточных заливов; 2 – область поперечного дуге сжатия земной коры; 3 – движения: a – восточной части п-ова Камчатка относительно Западной Камчатки,  $\delta$  – по Алеутскому трансформному разлому, e – Тихоокеанской плиты относительно п-ова Камчатка; 4 – южное ограничение области поперечного растяжения структур п-ова Камчатка; 5 – средне-позднечетвертичные вулканические центры

Центральной Камчатской депрессии — основной структуре растяжения Камчатки — и, возможно, сформировалась также в среднем плейстоцене.

Мы считаем, что она подобна Срединно-Курильскому прогибу Курильских островов. В такой схеме, под восточными полуостровами п-ова Кам-

чатка происходит замещение поперечного растяжения земной коры островной дуги на ее поперечное сокращение, а под западными краями полуостровов происходит смена коровой сейсмичности Камчатки на субдукционную [4, 5], инициируемую поддвигом океанической плиты под Камчатку.

#### выводы

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Северная часть Камчатского сегмента Курило-Камчатской дуги в районе Камчатского залива испытывает два типа движений:

 – быстрые возвратные (косейсмические) как результат релаксации накопленных в интерсеймический интервал упругих деформаций;

 медленные однонаправленные (эпейрогенические).

Косейсмические движения представляют кратковременные флуктуации на фоне эпейрогенических движений, не накапливаются и не приводят к появлению остаточных деформаций на протяжении сейсмических циклов.

2. Зона погружения центральной части Камчатского залива представляет результат медленных однонаправленных движений. Зона погружения продолжается на юг понижениями между поднятиями Кроноцкого и Шипунского полуостровов и основной частью п-ва Камчатка и далее до центральной части Авачинского залива.

3. Формирование выявленной зоны опусканий, обрамленной с востока поднятиями Кроноцкого и Шипунского полуостровов, связано, как и образование Центральной Камчатской депрессии, с откатыванием (roll-back) погруженной части Тихоокеанской плиты в сторону океана. Поперечное растяжение земной коры Камчатского сегмента Курило-Камчатской островной дуги сменяется ее поперечным сжатием под восточными полуостровами Камчатки и побережьями разделяющих их заливов.

*Благодарности.* Авторы благодарны рецензентам А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия), А.Н. Диденко (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия), а также анонимному рецензенту за полезные комментарии. Особую благодарность авторы выражают редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00069.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В., Сулержицкий Л.Д., Данхара Т. Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на траверсе Усть-Большерецк-Петропавловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6.С. 30–46.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические плинианские извержения начальной фазы формирования Молодого конуса вулкана Авачинский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 20–40.

- 3. Брайцева О.А., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250–3700 14С лет назад) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 3–24.
- 4. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ва Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
- 5. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Сейсмотектоника полуострова Камчатка // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 1. С. 24–32.
- Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. Деформация островной дуги, расположенной над краем погружающейся плиты: пример Камчатки. – В кн.: Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. – Мат-лы XLIII Тектонического совещания, 2–5 февраля, г. Москва. – М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 319–323.
- Ландер А.В., Пинегина Т.К. Моделирование очагов сильнейших палеоземлетрясений Южной Камчатки. — В кн.: Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. — Отв. ред. Д.В. Чебров – Тр. 6-ой научно-техн. конф. 1—7 октября 2017, г. Петропавловск-Камчатский. — Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 221–225.
- Певзнер М.М., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В. Черный Яр – реперный разрез голоценовых маркирующих пеплов северо- восточного побережья Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 3–18.
- 9. Пинегина Т.К., Базанова Л.И. Новые данные о параметрах исторических цунами на побережье Авачинского залива (Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2016. Вып. 31. № 3. С. 5–17.
- Пинегина Т.К. Вероятная сегментация Камчатской зоны субдукции по палеосейсмологическим данным. – В кн.: Вулканизм и связанные с ним процессы. – Мат-лы XXIV ежегодной научн. конф., посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2021 г., г. Петропавловск-Камчатский. – ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 102–104.
- Пинегина Т.К. Пространственно-временное распределение очагов цунамигенных землетрясений тихоокеанского и беринговоморского побережий Камчатки по отложениям палеоцунами. – Автореф. дис. ... д. г.м.-н. – М.: ИО РАН, 2014. 43 с.
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестн. КРА-УНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2012. Вып. 19. № 1. С. 138–159.
- Пинегина Т.К., Кравчуновская Е.А., Ландер А.В., Кожурин А.И., Буржуа Дж., Мартин Е.М. Голоценовые вертикальные движения побережья полуострова Камчатский (Камчатка) по данным изучения морских террас // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2010. Вып. 15. № 1. С. 100–116.
- 14. Atwater B.F., Furakawa R., Hemphill-Haley E., Ikeda Y. et al. Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan // The Holocene. 2004. Vol. 14. № 4. P. 487–501.
- Bourgeois J. A movement in four parts? // Nature. 2006. Vol. 440. P. 430–431.

- 16. *Bourgeois J., Pinegina T.K.* The 1997 Kronotsky earthquake and tsunami and their predecessors, Kamchatka, Russia // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2018. Vol. 18. № 1. P. 335–350.
- Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. The ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kuril–Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. Vol. 57. № 6. P. 383–402.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. Vol. 47. P. 125–139.
- Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, Eastern Russia: Palaeoseismic, tectonic and hazard implications // Tectonophysics. 2006. Vol. 417. № 3-4. P. 285-304.
- Kozhurin A., Zelenin E. An extending island arc: The case of Kamchatka // Tectonophysics. 2017. Vol. 706. P. 91–102.
- Krasheninnikov S.P., Bazanova L.I., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V. Detailed tephrochronology and composition of major Holocene eruptions from Avachinsky, Kozelsky, and Koryaksky volcanoes in Kamchatka // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2020. Vol. 408. P. 107088.
- 22. *Kyle P.R., Ponomareva V.V., Rourke Schluep R.* Geochemical characterization of marker tephra layers from major Holocene eruptions in Kamchatka, Russia // Int. Geol. Rev. 2011. Vol. 53. № 9. P. 1059–1097.
- 23. Leonard L.J., Currie C.A., Mazzotti S., Hyndman R.D. Rupture area and displacement of past Cascadia great

earthquakes from coastal coseismic subsidence // GSA Bull. 2010. Vol. 122. № 11–12. P. 1951–1968.

- 24. *Nishimura T.* Pre-, co-, and post-seismic deformation of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and its implication to a paradox in short-term and long-term deformation // Journal of Disaster Research. 2014. Vol. 9. № 3. P. 294–302.
- Pinegina T.K., Bourgeous J., Bazanova L.I., Zelenin E.A., Krasheninnikov S.P., Portnyagin M.V. Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits // Quaternary Sci. Rev. 2020. Vol. 233. L. 106171.
- Pinegina T.K., Bazanova L.I., Zelenin E.A., et al. Holocene Tsunamis in Avachinsky Bay, Kamchatka, Russia // Pure and Applied Geophys. 2018. Vol. 175. P. 1485– 1506.
- Ponomareva V.V., Churikova T.G., Melekestsev I.V., Braitseva O.A., Pevzner M.M., Sulerzhitsky L.D. Late Pleistocene-Holocene volcanism on the Kamchatka peninsula, Northwest Pacific region. – In: Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. – Ed. by J. Eichelberger, E. Gordeev, M. Kasahara, P. Izbekov, J. Lees, (Geophys. Monograph Ser. AGU, Washington, D.C., USA. 2007. Vol. 173), P. 169–202.
- Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Pendea I.F., Zelenin E.A., Bourgeois J., Pinegina T.K., Kozhurin A.I. A full Holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: applications from Kamchatka to North America // Quaternary Sci. Rev. 2017. Vol. 168. P. 101–122.
- 29. GEBCO, https://www.gebco.net/data\_and\_products/ gebco\_web\_services/web\_map\_service/ (Accessed date August 28, 2023).

# Coseismic and Tectonic Time-Scale Deformations of an Island Arc Based on Studies of East Coast of Kamchatka Peninsula (Far East, Russia)

T. K. Pinegina<sup>*a*</sup>, A. I. Kozhurin<sup>*a*, *b*, \*</sup>

 <sup>a</sup>Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bld. 9, Piipa Boulevard, 683023 Petropavlovsk-Kamchatsky, Kamchatka Region, Russia
 <sup>b</sup>Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky lane 7, 119017 Moscow, Russia
 \*e-mail: anivko@vandex.ru

Geologic structure of the late Holocene accumulative marine terrace on the coast of Kamchatka Bay (Kamchatka Peninsula) has been studied. The ages and relative hypsometric position of beach ridges composing the terrace allowed us to identify two types of vertical movements of the coast: periodic fast (coseismic) and slow time-scale uplift or subsidence. Large-amplitude vertical coseismic movements (up to 1-2 meters) occur on average once in about 1200-1300 years, and slow movements occur at an average rate from a fraction of a millimeter to about 2 mm per year. Coseismic motions represent relaxation of elastic deformations accumulated during the interseismic interval of the seismic cycle, neither exceed them nor accumulate. Slow motions set the general trend of vertical deformations of the coast. It is assumed that the subsiding central parts of the eastern peninsulas (Kronotsky, Shipunsky) and the main massif of Kamchatka form an arc-parallel extension zone, which is nearest to the deep-water trench, and that extension is caused by the migration of the subducted part of the Pacific plate toward the Pacific Ocean. Under the eastern Shipunsky and Kronotsky peninsulas, the arc-normal extension of the earth's crust of the Kamchatka segment of the Kuril-Kamchatka island arc is replaced by a zone of transverse compression.

*Keywords:* island arc, subduction, coseismic and interseismic deformations, long-scale vertical movements, Kamchatka Peninsula, Kamchatsky Bay, Kronotsky Peninsula, Shipunsky Peninsula
## ПОПРАВКА В СТАТЬЮ В ЖУРНАЛЕ ГЕОТЕКТОНИКА. 2023. № 4

DOI: 10.31857/S0016853X23060097, EDN: YCJCHT

Поправка в статью в журнале Геотектоника. 2023. № 4, следует читать

E. A. Shalaeva, V. G. Trifonov, Ya. I. Trikhunkov, V. V. Titov, A. V. Avagyan, L. H. Sahakyan, A. N. Simakova, P. D. Frolov, S. A. Sokolov, M. A. Vasiliyeva, D. M. Bachmanov, H.G. Hovakimyan, "Neotectonics and Geological Structure of the Sevan Intermountain Basin (Armenia): New Structural and Paleontological Data"