ISSN 0016-853X

Номер 2 **Март – Апрель 2024**

ГЕОТЕКТОНИКА

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

НАУКА
1727

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2024

Активные разломы севера Центральной Монголии, их соотношение с новейшей структурой и глубинным строением региона

В. Г. Трифонов, С. А. Соколов, А. Н. Овсюченко, С. Ю. Соколов, T. Batsaikhan, S. Demberel, Ю. В. Бутанаев, Н. Г. Кошевой 3

Теоретическое и экспериментальное моделирование геодинамических процессов в склонах поднятий

А. А. Кирдяшкин 34

Строение хребта Гаккеля в свете новейших геолого-геофизических данных

А. Л. Пискарев, В. Д. Каминский, А. А. Киреев, В. А. Поселов, В. А. Савин, О. Е. Смирнов, Д. В. Безумов, Е. А. Дергилева, Г. И. Ованесян, Е. С. Овсянникова, Д. В. Элькина 54

Тектоническая основа прогноза нефтегазоносности Северо-Карской перспективной нефтегазоносной области (Западная Арктика, Россия)

А. К. Тарасенко, А. К. Алексеева, Ю. Н. Хохлова, Н. Ю. Иншакова 72

Геологическая характеристика подмерзлотного газогидратного резервуара на Притаймырском шельфе Карского моря (Восточная Арктика, Россия)

Т. В. Матвеева, А. О. Чазов, Ю. Ю. Смирнов 84

Contents

Vol. 58, no. 2, 2024

Active Faults of the Northern Central Mongolia, Their Correlation with Neotectonics and Deep Structure of the Region

V. G. Trifonov, S. A. Sokolov, A. N. Ovsyuchenko, S. Yu. Sokolov, Ts. Batsaikhan, S. Demberel, Y. V. Butanaev, N. G. Koshevoy 3

Theoretical and Experimental Modeling of Geodynamic Processes in Uplift Slopes

A. A. Kirdyashkin 34

The Geological Structure of the Gakkel Ridge: In the Light of New Geological and Geophysical Data

A. L. Piskarev, V. D. Kaminsky, A. A. Kireev, V. A. Poselov, V. A. Savin, O. E. Smirnov, D. V. Bezumov, E. A. Dergileva, G. I. Ovanesian, E. S. Ovsiannikova, D. V. Elkina 54

Tectonic Basis for Oil and Gas Potential in the North Kara Prospective Area (Western Arctic, Russia)

A. K. Tarasenko, A. K. Alekseeva, Yu. N. Khohlova, N. Yu. Inshakova 72

Geological Characteristics of Subpermafrost Gas Hydrate Reservoir on the Taimyr Shelf of the Kara Sea (Eastern Arctic, Russia)

T. V. Matveeva, A. O. Chazov., Yu. Yu. Smirnov 84

ГЕОТЕКТОНИКА, 2024, № 2, с. 3—33

УДК 550:24

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ, ИХ СООТНОШЕНИЕ С НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРОЙ И ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ РЕГИОНА

© 2024 г. В. Г. Трифонов[1, *], С. А. Соколов[1, 2], А. Н. Овсюченко[1, 3], С. Ю. Соколов[1], T. Batsaikhan[4], S. Demberel[4], Ю. В. Бутанаев[5], Н. Г.Кошевой[3]

[1]*Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия*
[2]*Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), ул. Миклухо-Маклая, д. 23а, 117997 Москва, Россия*
[3]*Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Б. Грузинская, д. 10, 123242 Москва, Россия*
[4]*Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences, PO 13343 Ulaanbaatar, Mongolia*
[5]*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ул. Интернациональная, д. 117А, 667007 Кызыл, Республика Тыва, Россия*

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

Поступила в редакцию 22.02.2024 г.
После доработки 14.03.2024 г.
В печать 24.04.2024 г.

Исследована активная тектоника севера Центральной Монголии между двумя крупнейшими субширотными зонами левых сдвигов – Хангайским разломом и Тункино-Мондинской зоной. Эти сдвиги являются частью единого ансамбля активных разломов Монголо-Байкальского региона, сформировавшихся в условиях северо-восточного наибольшего сжатия и северо-западного наибольшего растяжения. Между двумя указанными разломными зонами протягиваются Эрзин-Агардагский и Цэцэрлэгский разломы восток–северо-восточного простирания с доминирующей лево-сдвиговой компонентой перемещений. Между восточным окончанием Эрзин-Агардагского сдвига и западной частью Тункино-Мондинской сдвиговой зоны расположен ряд субмеридиональных грабенообразных впадин – Бусийнгольская, Дархатская и Хубсугульская впадины, образующие зону лево-сдвиговых деформаций, которая кинематически сходна с продолжающими ее сдвигами. В отличие от крупнейших пограничных сдвигов, этот структурный парагенез сформировался в условиях субмеридионального относительного сжатия и субширотного растяжения. Изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений может быть связано с вращением блока между пограничными разломами. Область грабенообразных впадин находится над поднятием кровли обширного объема низкоскоростной мантии, выделяемого нами как Хангайский плюм. Над этим поднятием литосферная мантия редуцирована, а сохранившаяся часть литосферы разогрета и разупрочнена. Крупные активные сдвиги расположены над участками понижения кровли низкоскоростной мантии. Выполненный тренчинг показал, что сильные землетрясения повторялись в области грабенообразных впадин чаще, чем в зонах сдвигов, но характеризовались меньшими магнитудами.

Ключевые слова: активный разлом, сдвиг, неотектоника, тренчинг, палеоземлетрясение, повторяемость сильных землетрясений, мантия с пониженными скоростями *P*-волн

DOI: 10.31857/S0016853X24020019, **EDN:** EBFJFF

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемый регион охватывает север Центральной Монголии и соседние районы юга России – Хангайское нагорье, горные системы Восточной Тувы и Прихубсугулья, южные склоны Восточного Саяна, Тункинскую и Убсунурскую впадины и Котловину Больших Озер (рис. 1).

Высоты рельефа колеблются от 4000 м на юге Хангайского нагорья до 700–750 м в Тункинской и Убсунурской впалинах. При этом, на значительной части территории, кроме юга Сибири и Монгольского Алтая, рельеф не является контрастным из-за его сравнительно слабой расчлененности.

На западе Хангайского нагорья доминируют выходы докембрийского фундамента, подвергшиеся раннепалеозойской тектоно-магматической переработке, а восточнее – раннепалеозойские складчато-надвиговые комплексы. Они представляют собой реликты Палеоазиатского океана, который развивался с позднего докембрия до раннего палеозоя [22]. Кора была консолидирована примерно на рубеже силура и девона и на востоке

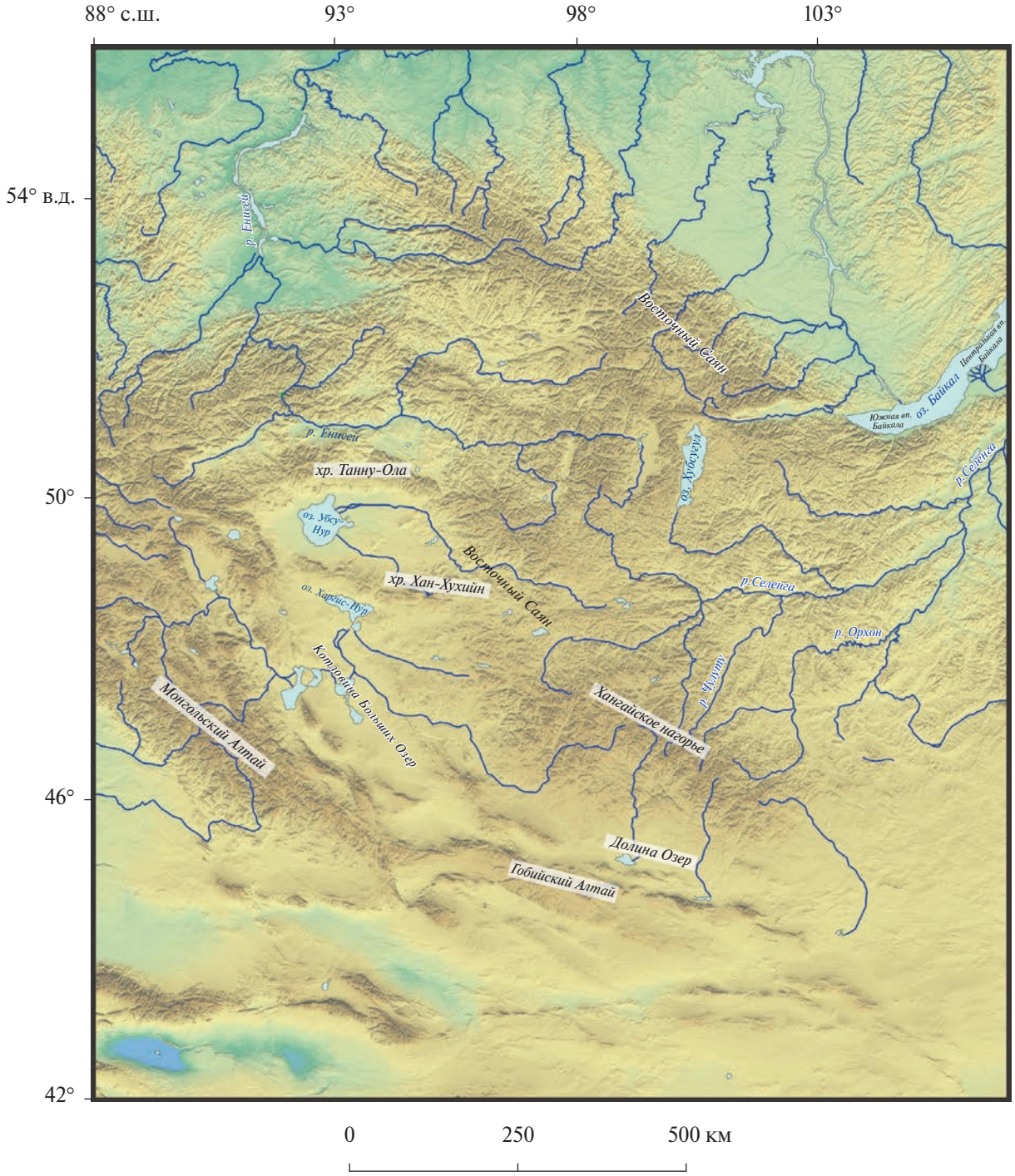


Рис. 1. Топографическая карта Западной и Центральной Монголии и соседней части юга Сибири.

нагорья испытала позднепалеозойское и раннемезозойское тектоно-магматическое воздействие располагавшегося восточнее Монголо-Охотского океана.

Континентальные условия установились в рассматриваемом регионе, начиная с позднего палеозоя. В юрское и раннемеловое время здесь существовал тектонический рельеф, образование которого на востоке региона можно связать с закрытием Монголо-Охотского океана. Хангайское нагорье служило источником сноса обломочного материала, начиная с юрского времени. Об этом свидетельствуют грубообломочные юрские отложения пролювиального типа в хребте Хан-Хухийн севернее оз. Хиргис-Нур. На снос материала с Хангайского нагорья в юрское и раннемеловое

время указывает и состав отложений ранних грабенов Забайкалья [2].

Поздний мел и палеоген до раннего олигоцена были временем планации и относительно слабых тектонических движений; возникший пенеплен частично покрылся корой выветривания [17, 21]. В рассматриваемом регионе сформировался денудационный пенеплен с реликтами более древнего рельефа, тогда как южнее, в области Гобийского Алтая и соседних депрессий и равнин, развивался аккумулятивный пенеплен с тонким чехлом флювиальных и озерных отложений [8, 9]. Тогда же началось интенсивное погружение впадин Южного и Центрального Байкала [16, 35].

С позднего олигоцена и в течение неогена оформились главные черты неотектоники региона (рис. 2).

Происходил рост Хангайского нагорья как изометричного свода, удлиненного в меридиональном направлении, наиболее поднятого на юге и понижающегося к Прихубсугулью на севере. Вокруг свода возник С-образный пояс межгорных впадин, который образуют Тункинская и Тувинская впадины на севере, Убсунурская впадина и Котловина Больших Озер на западе и Долина Озер на юге. Мощности накопившихся с верхнего олигоцена кайнозойских осадков возрастают к северу от 370 м в Долине Озер, 500 м в Котловине Больших Озер и 700–800 м в Убсунурской впадине до 2400–2500 м в Тункинской впадине [8, 20, 25, 65].

С внешней стороны пояса впадин росли линейные складчато-глыбовые поднятия Восточного Саяна, Тувы, Монгольского и Гобийского Алтая. Линейные поднятия меньшего размера развивались между впадинами пояса – хребет Танну-Ола между Тувинской и Убсунурской впадинами и хребет Хан-Хухийн между Убсунурской впадиной и Котловиной Больших Озер. Большое сходство разрезов верхнего миоцена северных склонов Убсунурской впадины и Котловины Больших Озер позволяет предположить, что они отлагались в едином бассейне седиментации, т.е. протяженного поднятия хребта Хан-Хухийн между ними еще не существовало. Он сформировался в плиоцен–четвертичное время.

На возрастающую в плиоцене контрастность рельефа указывает и появление более грубообломочных флювиальных фаций в краевых частях озерного бассейна Котловины Больших Озер [8]. О плиоцен–четвертичном поднятии Хангайского нагорья свидетельствует также лестница террас высотой до 250 м рек Селенга, Чулуту и Орхон, врезанных в северо-восточный склон нагорья.

В плиоцен–четвертичное время оформляется сеть активных разломов Центральной Монголии [31, 32, 37, 46]. Большинство разломов, демонстрирующих признаки позднеплейстоцен-голоценовой активности, структурно взаимосвязаны и могут интерпретироваться как элементы единой системы деформаций, обусловленной взаимодействием блоков литосферы. Отдельные элементы этой системы унаследованы от более ранних этапов развития вплоть до палеозоя, но как целостная система разломы проявляются только с начала плейстоцена. Активные разломы ограничивают и рассекают различные элементы новейшей структуры. Общей особенностью системы разломов является доминирование сдвиговой компоненты смещений.

Северная часть Центральной Монголии, рассматриваемая в статье, ограничена двумя крупнейшими широтными зонами левых сдвигов – Хангайской на юге и Тункино-Мондинской на севере (см. рис. 2). Между ними протягиваются Эрзин-Агардагский и Цэцэрлэгский активные разломы. На севере региона расположены три меридиональные грабенообразные впадины – с запада на восток Бусийнгольская, продолжающаяся на север Белинской, Дархатская и Хубсугульская, краевые разломы которых также обнаруживают признаки позднечетвертичной активизации.

Цель статьи – охарактеризовать крупные активные разломы региона между Хангайской и Тункино-Мондинской зонами активных левых сдвигов, определить их взаимосвязи и соотношения с новейшей структурой и глубинным строением региона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для определения расположения, структурного рисунка и кинематических параметров активных разломов и разломных зон опубликованные данные, в том числе представленные в [51], были уточнены с применением дистанционных материалов и созданных на их основе детальных моделей рельефа. Более точные данные о части известных разломов были получены и новые разломы были выявлены в ходе проведения полевых работ с применением беспилотных летательных аппаратов (квадрокоптеров) типа DJI Mavic Air Pro-2.

В полевых условиях определялись свежие сейсморазрывы, связанные с землетрясениями

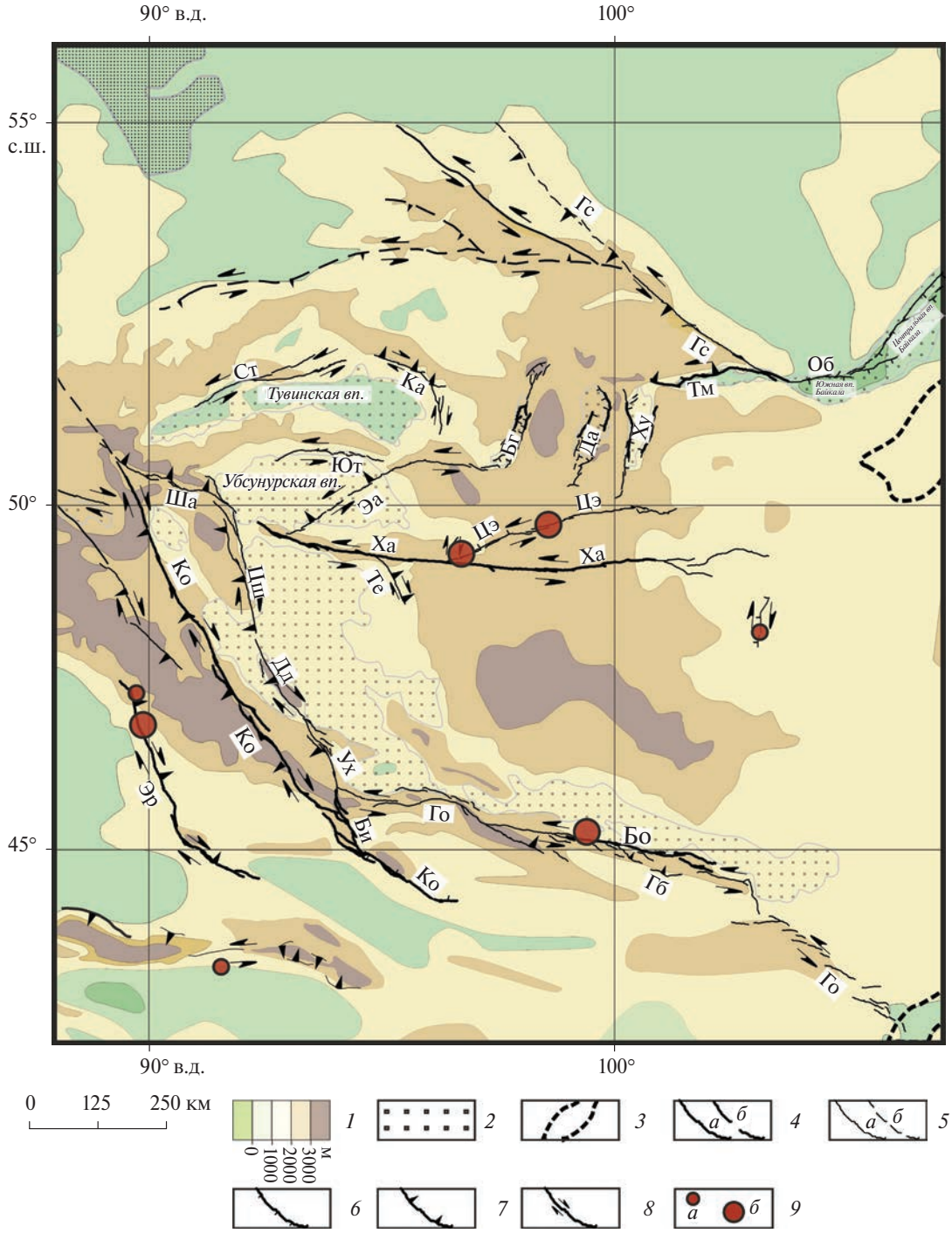


Рис. 2. Карта новейшей тектоники севера Центральной Азии.

Активные разломы: Би – Бидж, Бо – Богд, Гб – Гурван-Булаг, Гс – Главный Саянский, Дд – Дзун-Джиргалант, Ко – Кобдинский, Об – Обручевский, Ст – Саяно-Тувинский, Те – Терегтийнский, Ух – Умусин-Хайрханский, Ха – Хангайский, Цш – Цаган-Шибетинский, Цэ – Цэцэрлэгский, Ша – Шаптальский, Эа – Эрзин-Агардагский, Эр – Эртайский, Ют – Южно-Таннуольский;

зоны разломов: Го – Гоби-Алтайская, Ка – Каахемская, Тм – Тункино-Мондинская;

грабены: Бг – Бусийнгольский и Белинский, Да – Дархатский, Ху – Хубсугульский.

1 – вершинная поверхность фундамента на поднятиях и подошвы чехла во впадинах (м); *2* – осадочное и вулканическое заполнение кайнозойских впадин и грабенов; *3* – границы линейных прогибов, Селенгино-Витимского и Юго-Восточной Монголии; *4–8* – активные разломы: *4* – крупные разломы со скоростями движения ⩾1 мм/год: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *5* – прочие разломы со скоростями движения <1 мм/год: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *6* – сбросы; *7* – надвиги и взбросы; *8* – сдвиги; *9* – эпицентры землетрясений с магнитудами: *а* – $M_s = 7–7.9$, *б* – $M_s \geqslant 8$

XX–XXI веков, амплитуды и направления более ранних смещений по разломам, геологическая и геоморфологическая позиция смещений.

Для изучения структуры сейсморазрывов, возникших в результате землетрясений XX–XXI веков, а также для выявления и параметризации палеоземлетрясений, был выполнен тренчинг в зонах Цэцэрлэгского и Западно-Хубсугульского разломов и на юге Дархатско-Хубсугульской межвпадинной перемычки в долине р. Бэлэмийн-Гол. Были также переинтерпретированы данные о палеоземлетрясениях зоны Хангайского разлома, полученные ранее [30].

В Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (г. Москва, Россия) (аналитик – М.М. Певзнер) было выполнено 16 радиоуглеродных определений возраста образцов углеродсодержащих отложений, отобранных в зоне разлома. Калибровка (перевод лабораторных дат в календарные) осуществлялась в программном обеспечении OxCal [48] на основе калибровочной кривой IntCal13 [60]. Образцы углеродсодержащих пород, отобранные в ходе полевых работ 2021–2022 гг., были определены в лаборатории Института археологии и этнографии СО РАН (г. Новосибирск, Россия). Их калибровка выполнялась на основе калибровочной кривой IntCal20 [61].

Структурная карта кровли Хангайского плюма построена по изоповерхности $\delta Vp = -0.5\%$ на основе скоростной модели MITP08 [55].

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Зона Хангайского (Болнайского) разлома

Эта зона протягивается более, чем на 500 км, пересекая Хангайское нагорье и продолжаясь на запад вдоль хребта Хан-Хухийн (см. рис. 2). На западе зона разлома примыкает к Цаган-Шибетинскому правому взбросо-сдвигу север-северо-западного простирания – северному в восточной зоне активных разломов Монгольского Алтая. По Хангайскому разлому выявлены многочисленные четвертичные левосдвиговые смещения форм рельефа амплитудой от нескольких метров до 4 км [32].

От Хангайского разлома на юго-восток отходит сопряженный Хан-Хухийнский (Терегтийнский, по [64]) правый сдвиг длиной 80 км со взбросовой компонентой смещений. Сопряженный Баян-Дунганский правый сдвиг следует от области наибольшего сближения Хангайского разлома с Цэцэрлэгским на север и далее на северо-северо-восток и прослежен на 34 км.

В зоне Хангайского разлома произошло сильнейшее Болнайское землетрясение 23.07.1905 г. ($M_s \geqslant 8$) [23, 36, 37]. Эпицентр землетрясения располагался вблизи причленения Терегтийнского разлома к Хангайскому, сейсмогенное перемещение распространялось вдоль Хангайского разлома билатерально, более к востоку, чем к западу [64] (рис. 3).

При Болнайском землетрясении произошли левосдвиговые смещения амплитудой до 5–6 м [6]. Активизированная часть зоны разлома была детально изучена на протяжении 375 км [32]. Сейсмогенный разрыв обычно совпадает с зоной активного новейшего разлома или отклоняется от нее на расстояние до 20 м, отклонение возрастает до 0.7 км возле оз. Буст-Нур и до 1.7 км возле оз. Уртын-Нур.

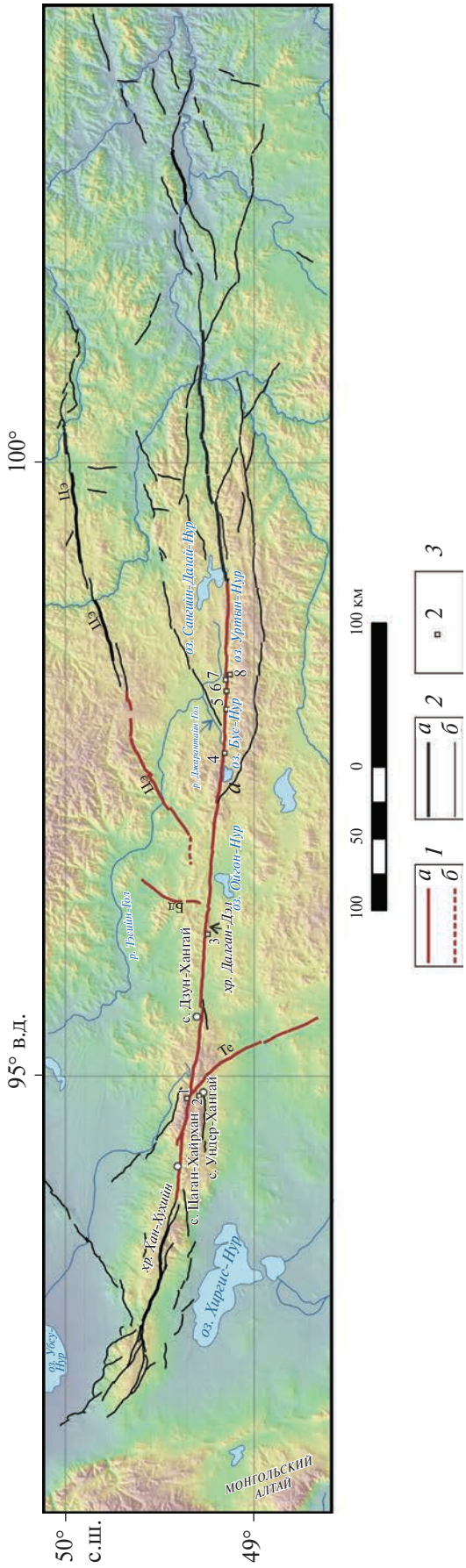
Сейсморазрыв выражен либо компактным нарушением со сдвиговым смещением, либо кулисным рядом рвов растяжения северо-восточного простирания длиной до первых десятков метров, либо зигзагообразым сочетанием таких рвов растяжения с буграми и валами выдавливания северо-западного простирания.

По данным [32], самые западные признаки сейсмогенного разрыва 1905 г. обнаружены возле с. Цаган-Хайрхан. Амплитуда сдвига быстро нарастает к востоку до 2–2.5 м и выдерживается до сочленения с Терегтийнским разломом возле с. Ундэр-Хангай.

К востоку от сочленения амплитуда сдвига резко возрастает до 3.5–4 м возле с. Дзун-Хангай. Восточнее она достигает 5.5 ± 0.5 м и выдерживается на протяжении 200 км до пересечения разлома с долиной р. Джарантайн-Гол.

Далее на восток амплитуда сдвига падает к оз. Сангийн-Далай-Нур, и в 20 км восточнее озера сейсморазрыв затухает. Вертикальные смещения переменны и существенно меньше сдвиговых. Наиболее часто поднято южное крыло. Сейсморазрывы вертикальны или наклонены в сторону поднятого крыла не положе 75°, что указывает на взбросовую природу вертикального смещения. Анализ детальных космических изображений показал, что общая длина активизированной в 1905 г. части разлома достигает 388 км [50].

Одновременно с Хангайским разломом в 1905 г. активизировался Терегтийнский разлом. По нему



произошли правосдвиговые смещения до 1.5–2 м. Вертикальная компонента смещения знакопеременна, но чаще поднято северо-восточное крыло на 0.2–0.5 м. Разлом наклонен под углами 65°–75° на северо-восток, что указывает на взбросовую природу вертикального смещения. Подвижка 1905 г. наследовала более ранние смещения того же типа.

Баян-Дунганский разлом выражен на четвертичной аккумулятивной равнине зигзагообразным сочетанием непротяженных бугров выдавливания и рвов растяжения, заполненных молодыми наносами (рис. 4).

Хорошая сохранность этих образований заставляет предположить, что он также был активизирован сейсмическими событиями 1905 г. Измеренная амплитуда правого сдвига 1905 г. – 0.3 м. Выявлены также более ранние сдвиговые смещения на 3.5–4 м, что указывает на неоднократность подвижек.

Первая попытка определения средней скорости голоценового сдвига по Хангайскому разлому была предпринята в работе [30]. Ревизия этих материалов позволила пересмотреть оценки средней скорости позднеголоценовых сдвиговых перемещений и их соотношений с сильными землетрясениями.

Для выявления палеосейсмических событий использован способ, предложенный Р. Уоллесом [67] для идентификации смещений по разлому Сан-Андреас при Калифорнийском землетрясении 1857 г. Р. Уоллес показал, что среди общего количества смещенных по разлому мелких водотоков выделяется максимум смещений 9–12 м, связанный с этим землетрясением. Большие по величине максимумы смещений могут быть результатом суммирования подвижек при Калифорнийском и предыдущих сильных землетрясениях.

Для реализации такого подхода были детально исследованы отрезки Хангайского разлома юго-восточнее с. Дзун-Хангай на протяжении 10 км и на северном склоне хребта Даган-Дэл на протяжении

Рис. 3. Фрагмент Хангайского левого сдвига, активизированного при землетрясении 1905 г.

Оперяющие разломы: Бд – Баян-Дунганский, Те – Терегтийнский, Цэ – Цэцэрлэгский.

1 – участки Хангайского и оперяющих разломов, активизированные в 1905 г.: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *2* – прочие разломы Хангайской зоны: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые по результатам анализа космических изображений и модели рельефа; *3* – положение шурфов и их номера

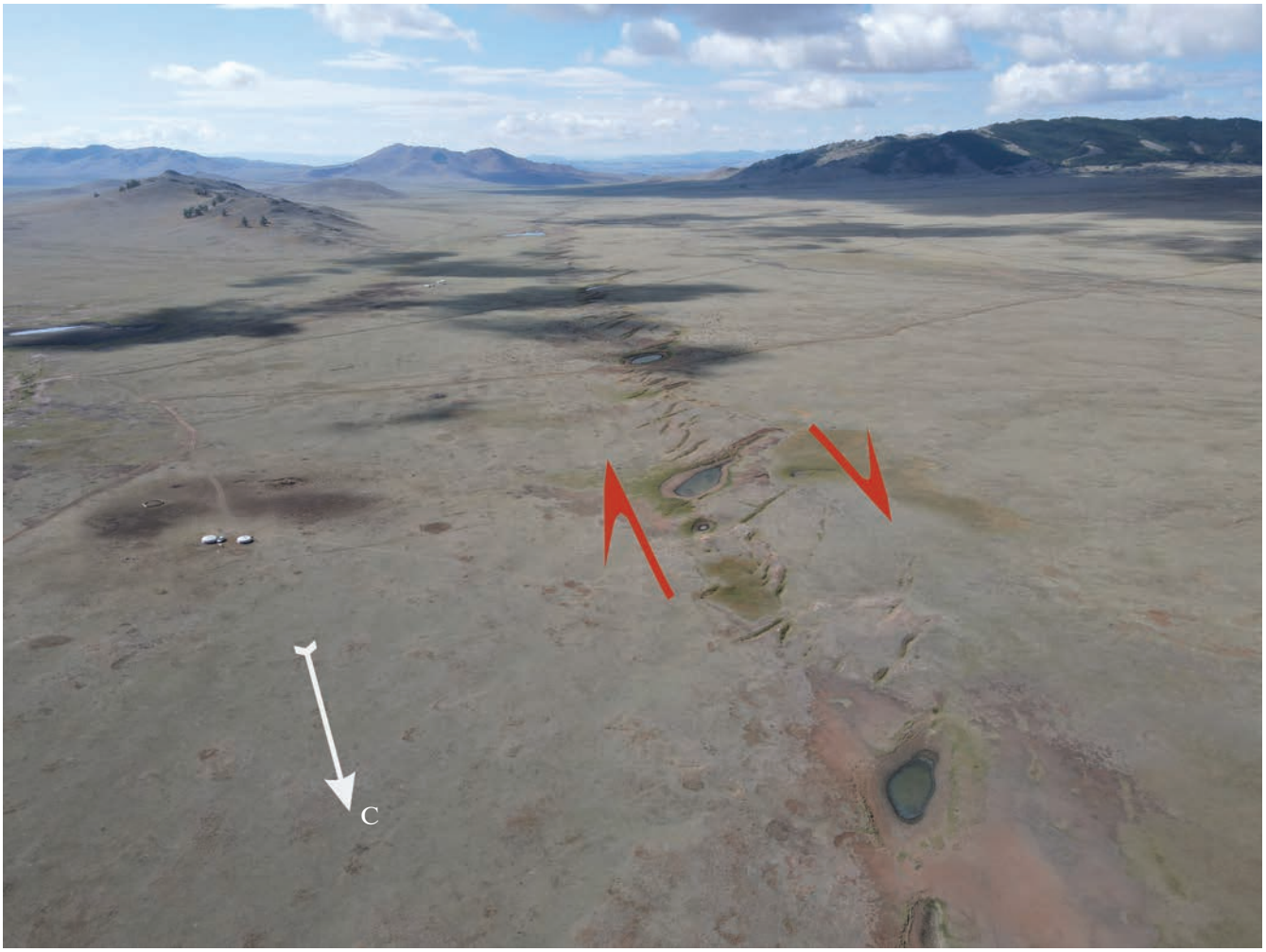


Рис. 4. Баян-Дунганский сейсморазрыв 1905 г. (аэрофото с квадрокоптера).

15 км, где смещенные водотоки и другие формы рельефа особенно многочисленны (см. рис. 3).

На этих отрезках Хангайского разлома измерено 106 форм рельефа, смещенных на величину до 52 м. Выявлена неравномерность распределения величин смещений, 38 форм смещены на 5–6 м, очевидно, при землетрясении 1905 г. Выделено еще шесть максимумов смещений, кратных этой величине:

– ~11 м (3 формы рельефа);
– 16–17 м (22 формы);
– ~22 м (3 формы);
– 28–29 м (7 форм);
– ~33 м (5 форм);
– ~39 м (5 форм).

Мы интерпретировали их как последовательное наращивание общего смещения подвижкой при еще одном предыдущем сейсмическом событии. Общее смещение при семи выявленных событиях достигает ~39 м.

Прослеживание подвижки 1905 г. вдоль Хангайского разлома показало, что сейсморазрывы расположены эшелонированно друг относительно друга, и между ними возникли небольшие депрессии типа пулл-апарт, заполняемые озерно-болотными отложениями. К сходному эффекту приводило подпруживание мелких водотоков в результате сейсмогенного сдвига. Мы предположили, что такие локальные депрессии возникали или углублялись при сильных землетрясениях. В восьми шурфах, вырытых в депрессиях, были обнаружены горизонты торфа (шурф 1) или суглинка, обогащенного органикой типа сапропеля (остальные шурфы), которые накапливались в озерно-болотных условиях, вероятно, после очередного углубления депрессий при сильных землетрясениях (рис. 5).

В промежутках времени между накоплением этих углеродсодержащих отложений депрессии заполнялись склоновыми и делювиальными обломочными отложениями, а проточные впадины –

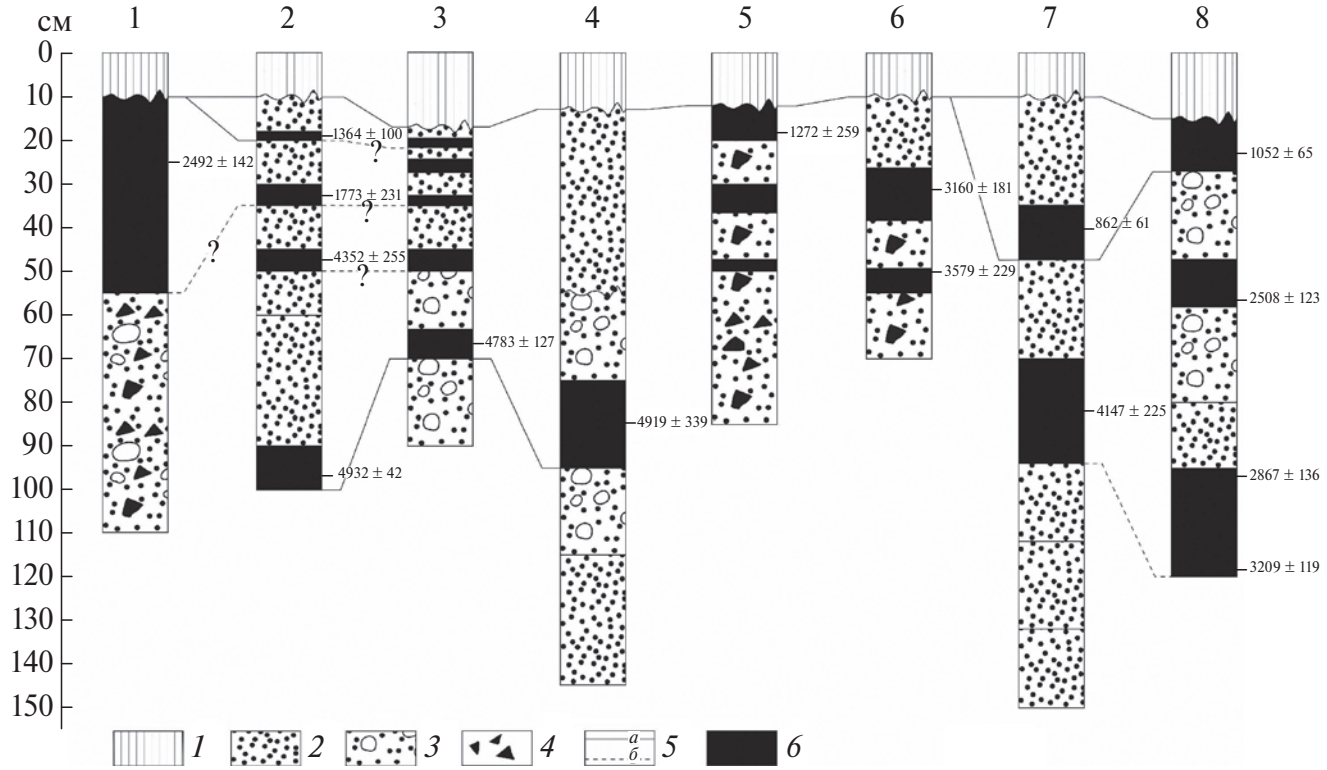


Рис. 5. Схематизированные разрезы шурфов в зоне Хангайского разлома (по данным [30], с изменениями и дополнениями).

Положение шурфов – см. рис. 3.

1 – современная почва; *2* – песчано-глинистые отложения; *3* – то же с галькой и щебнем; *4* – щебень; *5* – корреляция слоев: а – достоверная, б – предполагаемая; *6* – места отбора и номера радиоуглеродных проб

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования в годах углеродсодержащих горизонтов в разрезах шурфов в зоне Хангайского разлома

№ шурфа	№ пробы ГИН РАН	Лабораторная дата (годы ее получения)	Календарная дата, рассчитанная в 2023 г.	
			Дата	Интервалы даты
7	3264	920 ± 60 (1983 г.)	836 ± 60	776–896
8	3033	1090 ± 50 (1982 г.)	1012 ± 58	954–1070
5	3266	1300 ± 250 (1983 г.)	1230 ± 255	975–1485
2	3288	1400 ± 100 (1983 г.)	1318 ± 105	1213–1423
2	3290	1780 ± 200 (1983 г.)	2020 ± 920	1100–2940
1	3293	2360 ± 100 (1983 г.)	2443 ± 156	2287–2599
8	3262	2370 ± 80 (1983 г.)	2461 ± 136	2325–2597
8	3032	2690 ± 110 (1982 г.)	2809 ± 147	2662–2956
6	3297	2950 ± 150 (1983 г.)	3118 ± 179	2939–3297
8	3265	2990 ± 90 (1983 г.)	3160 ± 123	3037–3283
6	3296	3280 ± 180 (1983 г.)	3526 ± 230	3296–3756
7	3034	3720 ± 160 (1982 г.)	4094 ± 223	3871–4317
2	3291	3870 ± 180 (1983 г.)	4298 ± 255	4043–4553
3	3274	4210 ± 80 (1983 г.)	4726 ± 110	4616–4836
4	3035	4280 ± 250 (1982 г.)	4865 ± 343	4522–5208
2	3295	4340 ± 20 (1983 г.)	4902 ± 37	4865–4939

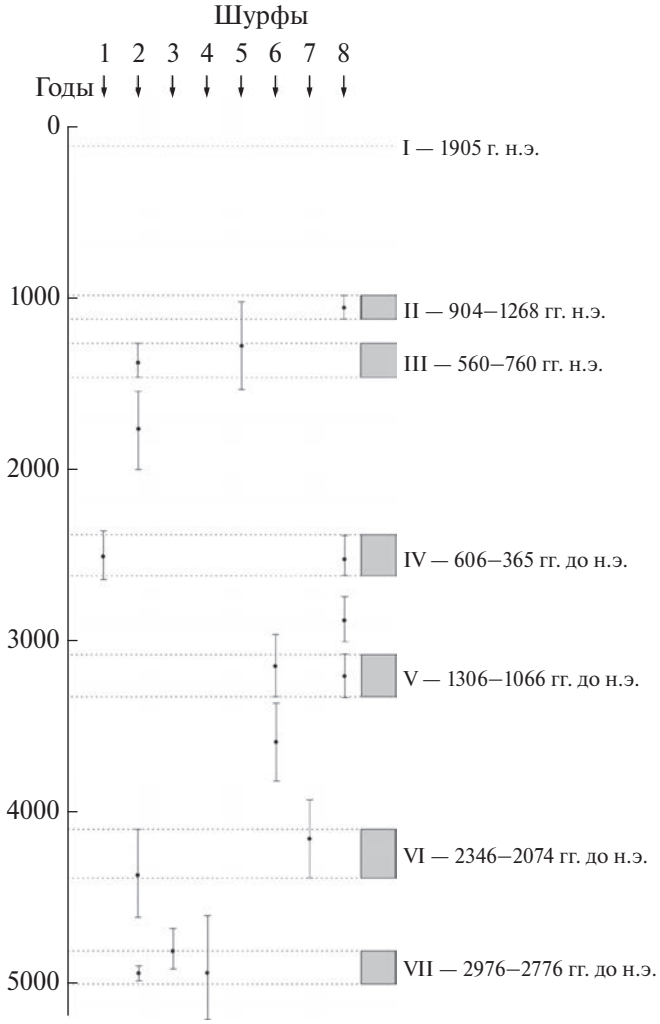


Рис. 6. Временны́е интервалы сильных палеоземлетрясений II–VII, выделенные на основе радиоуглеродного датирования отложений в шурфах зоны Хангайского разлома.

Номера шурфов – см. рис. 5.

Показано: временна́я шкала от современности (слева); доверительные интервалы (арабские цифры) сейсмических событий в календарных датах (справа).

также аллювиальными. Получено 16 радиоуглеродных определений возраста углеродсодержащих отложений (табл. 1).

В случаях, когда близкие по возрасту календарные даты были получены, как минимум, в двух шурфах, мы интерпретировали охваченные этими датами интервалы времени как верхние пределы возраста палеосейсмических событий, вызвавших углубление депрессий. Две полученные даты пришлось исключить из рассмотрения:

– № 3290 в шурфе 2 из-за слишком большого интервала неопределенности;

– № 3296 в шурфе 6, поскольку дата не повторялась в других шурфах.

В итоге выделено шесть временных интервалов, которые характеризуют сильные палеосейсмические события, вызвавшие углубление депрессий (рис. 6).

При оценке возраста этих событий принималось во внимание место отбора радиоуглеродной пробы в пределах углеродсодержащего горизонта. Для события II были получены определения из двух проб (см. табл. 1):

– 836 ± 60 BP в пробе № 3264 шурфа № 7;

– 1012 ± 58 в пробе № 3033 шурфа № 8.

Второе определение получено из пробы, взятой ближе к основанию горизонта, поэтому этой пробе было отдано предпочтение при проведении анализа. Из шурфа № 8 не учитывалась проба № 3032, взятая из верхней части углеродсодержащего горизонта.

В результате комплексного анализа полученных данных выявлено семь сильных сейсмических событий, включая Болнайское землетрясение 1905 г. Возраста палеоземлетрясений могут быть немного древнее радиоуглеродных определений, поскольку не во всех случаях проба отбиралась в самом основании углеродсодержащего горизонта. Полагаем, однако, что эти отличия невелики.

Интервалы времени между землетрясениями варьировали (см. табл. 1):

– ~250 лет (между событиями II и III);

– ~700 лет (между событиями IV и V и событиями VI и VII);

– ~900 лет (между событиями I и II);

– ~1000 лет (между событиями V и VI);

– ~1200 лет (между событиями III и IV).

Заметим, что большие интервалы времени предшествовали событиям, выраженным наибольшим количеством смещенных форм рельефа, т.е. проявившимся на значительном протяжении разломной зоны. Средний интервал повторяемости сильных землетрясений составляет ~800 лет. За последние ~5000 лет накопилось левосдвиговое смещение на ~39 м, что дает среднюю скорость сдвига 7–8 мм/год.

Позднее скорость сдвига была определена в 2.5 мм/год ^{10}Be методом для более длительного временного интервала [63].

Тункино-Мондинская зона разломов

Эта зона ограничивает с севера цепь Тункинских впадин: с запада на восток Мондинскую, Хойтогольскую, Тункинскую, Торскую и Быстринскую (рис. 7).

Впадины разделены перемычками, а Быстринская впадина отделена Култукской пере-

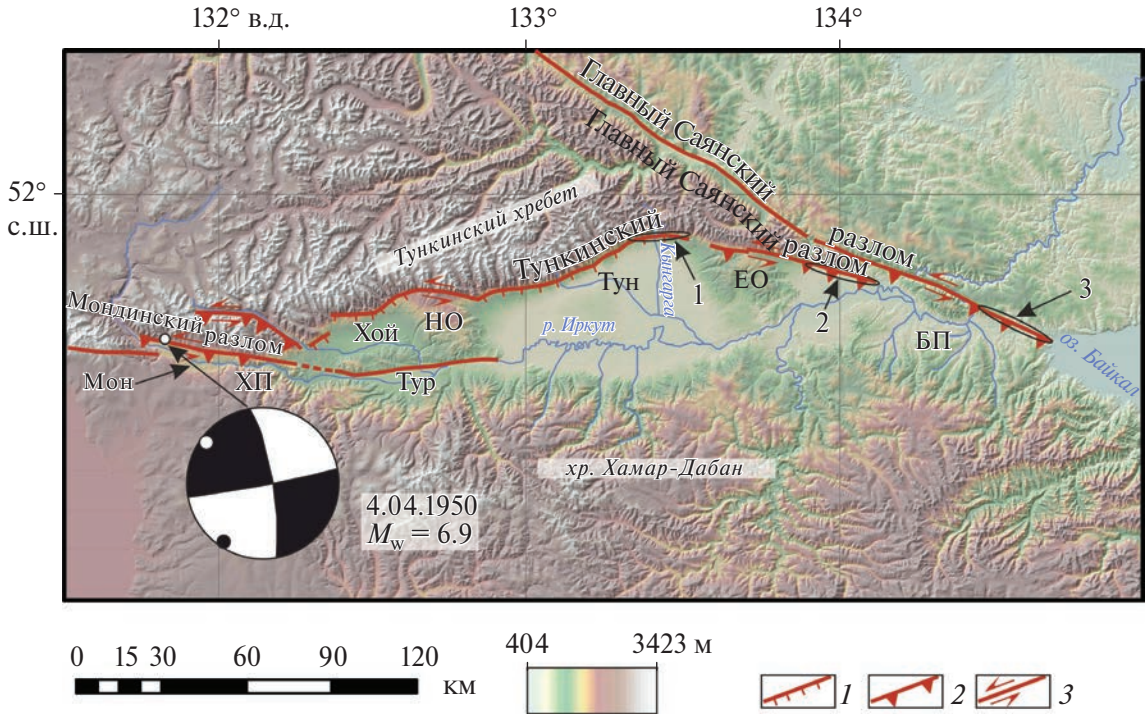


Рис. 7. Тункино-Мондинская зона разломов и Тункинская система впадин (по данным [45], с изменениями и дополнениями).

Фокальный механизм Мондинского землетрясения 1950 г. в проекции нижней полусферы (по [52]); кинематика разломов (по [40, 41, 62]).

Впадины: Мон – Мондинская, Хой – Хойтогольская, Тун – Тункинская, Тор – Торская, Быс – Быстринская; *перемычки*: ХП – Хара-Дабанская, БП – Быстринская; *отроги*: НО – Ниловский, ЕО – Еловский.

Обозначены (арабские цифры) палеосейсмодислокации: 1 – Аршанская; 2 – Торская; 3 – Восточно-Саянская.

1 – сбросы; *2* – надвиги и взбросы; *3* – сдвиги

мычкой от западного окончания Южной впадины Байкала. Судя по вулканогенно-осадочному разрезу крупнейшей Тункинской впадины, пояс впадин развивался с позднего олигоцена до современности. Геологические и геоморфологические данные свидетельствуют об асимметрии впадин и длительном развитии на северном борту пояса впадин зоны разломов со сбросовой компонентой смещений и опущенным южным крылом [17]. Возможно, длительно развивавшаяся зона разломов имела левосдвиговую компоненту движений. Активная Тункино-Мондинская зона разломов наследует эту более древнюю зону.

Вдоль Тункино-Мондинской зоны активных разломов обнаружены многочисленные левосдвиговые смещения. Зона разломов сегментирована. Ее западный сегмент представлен Мондинским разломом, западная часть которого является северной границей Хубсугульского грабена. На западе Хойтогольской впадины Мондинский разлом кулисно подставляется с севера Тункинским разломом, который на востоке примыкает к юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома. Общая длина зоны активных разломов превышает 400 км. На востоке она смыкается с активными разломами Южного Байкала.

Скорость сдвига по Мондинскому разлому была определена в 1.1–1.5 мм/год при скорости взброса ~1 мм/год [4, 42, 49]. Последующие детальные работы в Мондинской впадине [45] подтвердили поднятие южного крыла разлома и наклон сместителя на юг под углами 65°–75°, т.е. наличие взбросовой компоненты смещений, противоположной вертикальному смещению на более ранних стадиях развития.

Скорость левого сдвига определена в ~1.1 мм/год, скорость поднятия южного крыла ~1.0 мм/год, и скорость в направлении вектора движения ~1.5 мм/год за последние 13 тыс. лет.

По Тункинскому разлому скорость сдвига возрастает до 1.5 мм/год при скорости вертикальной компоненты 1 мм/год [43]. В наиболее активной юго-восточной части Главного Саянского разлома скорость сдвига достигает 1.4 ± 0.1 мм/год и уменьшается северо-западнее сочленения с Тункинским разломом, переходя к последнему [62].

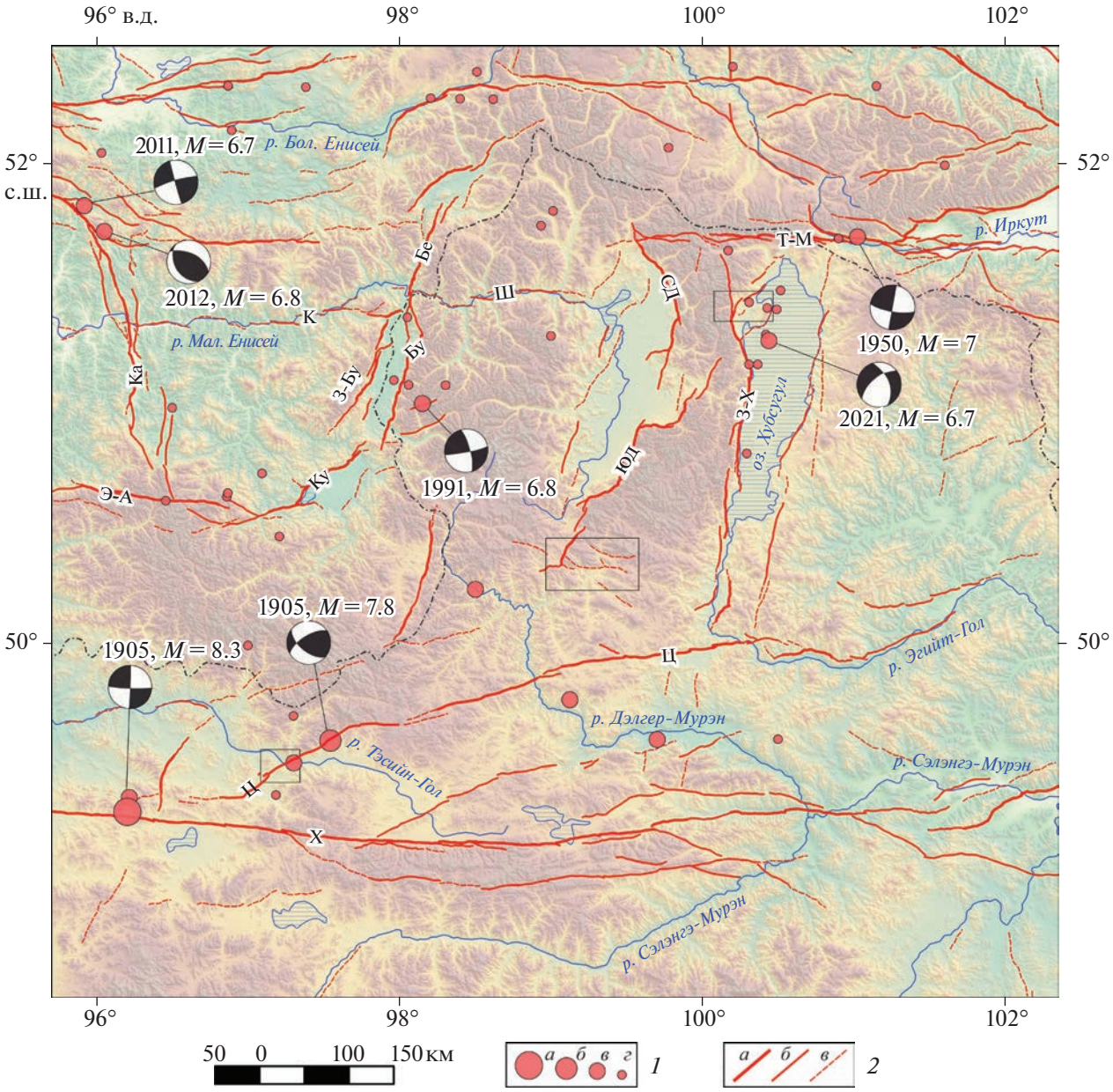


Рис. 8. Активные разломы, эпицентры сильных землетрясений после 1900 г. и механизмы очагов землетрясений между Хангайской и Тункино-Мондинской зонами активных сдвигов (по данным [51, 55, 59, 68], с изменениями).

Основные разломы: Х – Хангайский; Ц – Цэцэрлэгский; Э-А – Эрзин-Агардагский; Ка – Каахемский; К – Кызылхемский; Бе – Белинский; Бу – Бусийнгольский; З-Бу – Западно-Бусийнгольский; К – Кунгуртугский: Ш – Шишхидгольский; ЮД – Южно-Дархатский; СД – Северо-Дархатский; З-Х – Западно-Хубсугульский; Т-М – Тункино-Мондинский.

Выделены (прямоугольники) участки проведения детальных полевых работ.

1 – эпицентры землетрясений с магнитудами: *а* – ⩾8, *б* – 7.5–7.9, *в* – 6.5–7.0, *г* – <6.5; *2* – активные разломы: *а* – крупнейшие (со средними скоростями перемещений ⩾1 мм/год), *б* – крупные (со средними скоростями перемещений <1 мм/год), *в* – мелкие

В зоне Мондинского разлома произошло Мондинское землетрясение 04.04.1950 г. с магнитудой $M_w = 6.9$. На западе Мондинского разлома предположительно идентифицированы следы трех палеосейсмических событий с интервалом повторяемости 4.1–4.6 тыс. лет, а на востоке Мондинского разлома – следы четырех событий с интервалом повторяемости 3.9–4.3 тыс. лет [45].

Вдоль Тункинского разлома и на юго-востоке Главного Саянского разлома найдены следы сильных палеоземлетрясений [26, 41]:

– Аршанская палеосейсмодислокация (севернее Тункинской впадины);

– Торская палеосейсмодислокация (севернее Торской впадины);

– Восточно-Саянская палеосейсмодислокация (на юго-востоке Главного Саянского разлома).

В Торской и Восточно-Саянской палеосейсмодислокациях выявлены признаки четырех сильных сейсмических событий с интервалом повторяемости 3.9–4.2 тыс. лет [62]. Сопоставление палеосейсмических событий в разных частях зоны разломов показывает, что в пределах точности определений они близки по возрасту. Это позволяет предполагать, что в течение последних 13–14 тыс. лет Тункино-Мондинская зона активизировалась на всем протяжении в эпохи общих сейсмических кластеров [45].

Цэцэрлэгский левый сдвиг

Хотя структурное положение Цэцэрлэгского разлома определяет его как оперяющий относительно Хангайского разлома, непосредственного сочленения двух разломов не наблюдается. Выраженный на земной поверхности Цэцэрлэгский разлом начинается в 21 км северо-восточнее оз. Ойгон-Нур и следует на северо-восток и далее на восток, пересекая Хангайское нагорье и образуя выпуклую на северо-запад дугу (рис. 8).

Разлом состоит из трех сегментов. Каждый более восточный сегмент кулисно подставляет более западный сегмент с юга. Подставление юго-западного сегмента центральным происходит на правом (северном) борту долины р. Тэсийн-Гол (Тес-Хем), где окончания сегментов отстоят одно от другого на 0.6–0.8 км. В зоне разлома произошло Цэцэрлэгское землетрясение 09.07.1905 г. По данным [64], его магнитуда $M_w = 8.0$, эпицентр находился на юго-западе центрального сегмента, и сейсмогенные разрывы и смещения распространились на 190 км в большей мере на восток, чем на юго-запад.

Нами исследована 130-километровая западная часть зоны сейсморазрывов 1905 г., охватывающая юго-западный и частично центральный сегменты зоны разлома. Юго-западный сегмент простирается в направлении 50°–60° СВ. Главный сейсморазрыв представлен чаще всего кулисным рядом рвов растяжения, простирающихся по азимутам 20°–30° СВ, или зигзагообразным сочетанием рвов с буграми и валами выдавливания, направленными по азимутам 285°–290° ЗСЗ [32].

Амплитуда левого сдвига достигает 3–3.3 м на северо-восточном берегу р. Тэсийн-Гол, где плоскость разлома вертикальна. Корни старых лиственниц, оказавшихся на сейсморазрыве, разорваны и смещены при землетрясении. Более молодые лиственницы не испытали подобной деформации, что свидетельствует об отсутствии значительных движений после 1905 г.

В центральном сегменте амплитуда левого сдвига 1905 г. близка к 2.5 м [37]. В обоих сегментах сдвиг сопровождается поднятием северных крыльев сейсморазрывов, которое в юго-западном сегменте не превышает 0.6 м, а в центральном сегменте достигает 1.5–2 м. В области кулисного подставления сегментов вертикальное смещение переменно, и местами подняты южные крылья сейсморазрывов, а южнее окончания центрального сегмента возникли короткие кулисные ряды трещин растяжения.

В центральном сегменте Цэцэрлэгского разлома обнаружены левосдвиговые смещения форм рельефа амплитудой до 124 м, очевидно связанные с более ранними подвижками по разлому. На крайнем востоке обследованной части разлома (гора Ихэ-Богдо-Ула и ее окрестности) сейсмогенный разрыв разделяется на ряд малоамплитудных уступов и трещин растяжения и теряет свою выразительность.

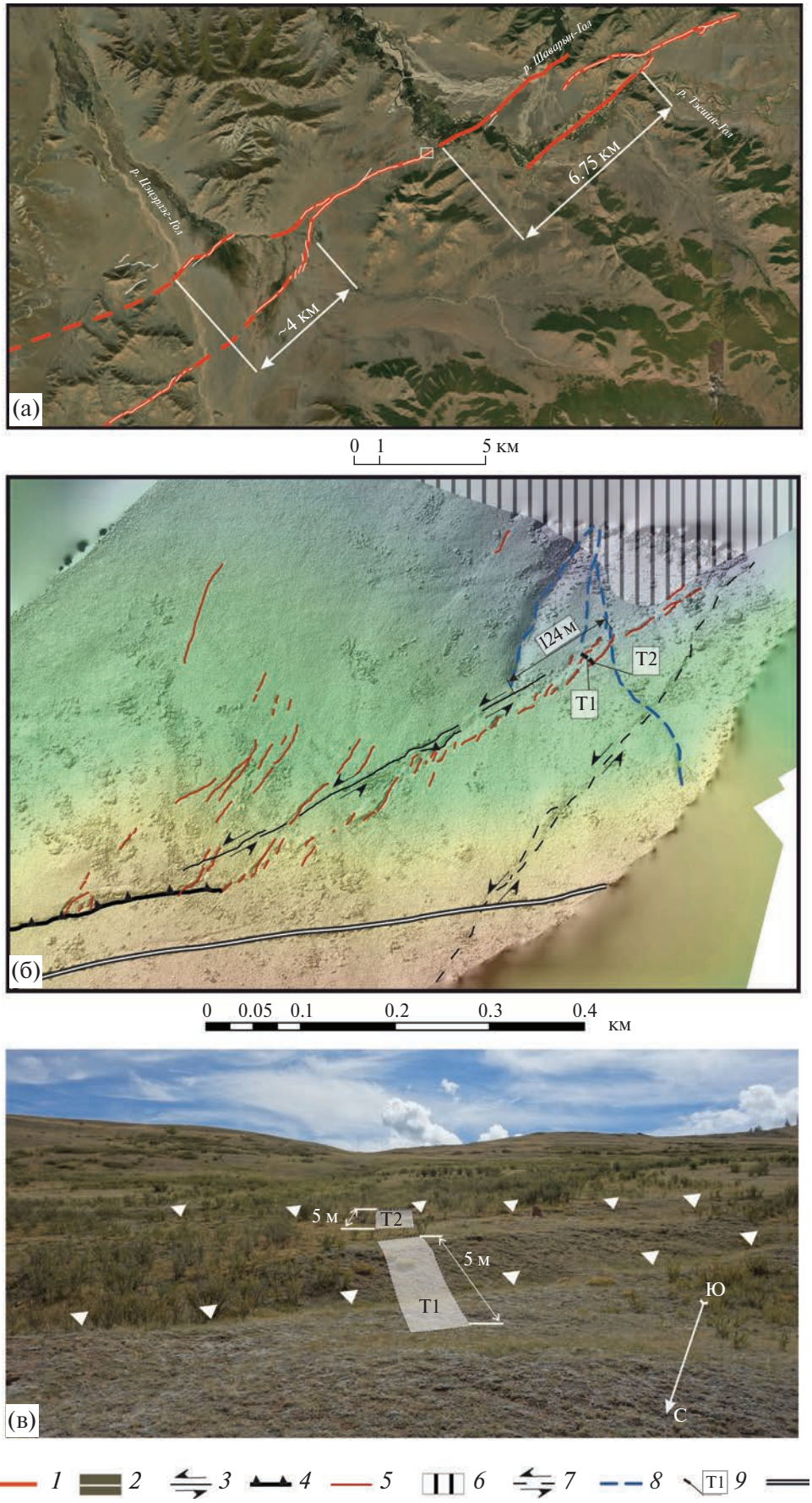
Максимальное левое смещение выявлено в 2022 г. на пересечении разлома с долиной р. Тэсийн-Гол, где юго-западный сегмент разлома кулисно подставляется центральным сегментом. Накопленное смещение выражено двумя коленообразными изгибами русла р. Тэсийн-Гол вдоль двух указанных сегментов (рис. 9, а).

Общая амплитуда смещения достигает 6.75 км. Юго-западнее левый приток р. Тэсийн-Гол на пересечении с Цэцэрлэгским разломом коленообразно изогнут влево на ~4 км. Выше пересечения

Рис. 9. Цэцэрлэгский разлом в районе его пересечения с долиной р. Тэсийн-Гол (Тес-Хем).

(а) – схема строения Цэцэрлэгского разлома (прямоугольником обозначено место тренчинга); (б) – Цэцэрлэгский разлом на участке проведения тренчинга; (в) – общий вид траншей Т-1 и Т-2.

1 – выход плоскости разлома на дневную поверхность; *2* – следы землетрясения 1905 г.; *3–5* – сейсмодислокации землетрясения 1905 г.: *3* – сейсморов сдвиг, *4* – взбросовый уступ, *5* – трещины растяжения; *6* – пойма; *7* – древний тектонический уступ; *8* – тальвег временного водного потока, смещенный разломом; *9* – положение траншей; *10* – дорога


р. Шаварын-Гол
р. Тсайдин-Гол
р. Цыкрэгэ-Гол
6.75 км
~4 км
(а)
0 1 5 км
124 м
T2
T1
(б)
0 0.05 0.1 0.2 0.3 0.4 км
5 м
T2
5 м
T1
Ю
С
(в)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

долина существенно расширяется с признаками подпруживания.

На пойме правого берега р. Тэсийн-Гол проявления Цэцэрлэгского разлома частично затушеваны современными речными эрозионно-аккумулятивными и мерзлотными процессами и наносами правого притока Тэсийн-Гола – р. Шаварын-Гол. Разлом трассируется по немногочисленным эшелонированным трещинам, расположенным на его простирании сухим руслам и старицам и небольшим заболоченным участкам, приуроченным к областям растяжения в местах смещения линии разлома влево.

За пределами поймы сейсморазрыв 1905 г. выражен более четко системой трещин растяжения и валов сжатия, отражающих левосдвиговую кинематику разлома. На открытых пространствах трещины заполнены почвенным материалом и покрыты относительно густой растительностью. В залесенных участках, на склонах северо-восточной экспозиции, трещины до сих пор сохранили свежий облик зияющих рытвин.

На левом, юго-западном, берегу р. Тэсийн-Гол Цэцэрлэгский разлом рассекает надпойменную террасу, плоская поверхность которой плавно погружается на север-северо-восток к высокой пойме реки (см. рис. 9, б).

Чехол террасы сложен склоновыми и пойменными песчано-гравийными отложениями. В северо-восточной части террасы разлом протягивается вдоль ее тылового шва, располагаясь в основании более крутого склона эрозионной природы, повышающегося к юго-востоку. Сухие русла временных водотоков, врезанные в поверхность террасы, смещены влево по линии тылового шва относительно своих верховий. Максимальное смещение достигает 124 м, отражая накопленное смещение по разлому. Минимальное смещение 4.8 м, вероятно, соответствует амплитуде смещения во время землетрясения 1905 г.

Геоморфологические признаки этого землетрясения хорошо сохранились. Они выражены комплексом характерных форм рельефа, отражающих левосдвиговую кинематику разлома. Вдоль тылового шва террасы выстраивается эшелонированный ряд трещин растяжения, кулисно подставляющих друг друга справа. Трещины формируют относительно узкую зону (~15 м), простирающуюся вдоль Цэцэрлегского разлома на северо-восток по азимуту 55°–60°. Трещины простираются по азимутам 30°–50°, т.е. под углами от 5°–10° до 30° к линии разлома. Длина трещин достигает 35 м, глубина – 1 м.

Юго-западнее полоса трещин продолжается на пологую поверхность террасы, отдаляясь от ее тылового шва, который утрачивает четкую выраженность. Здесь ширина пояса трещин увеличивается до 40–45 м, а их длина возрастает, достигая в некоторых случаях 50–60 м. Ориентировка трещин становится более выдержанной в направлении 30° СВ.

На этом участке вдоль разлома (по азимуту 60°) протягивается ров глубиной до 0.5 м, прослеженный на 430 м. Своим юго-западным концом ров упирается в субширотный (азимут 85°) взбросовый уступ. У него поднято северное крыло, противоположное общему северному уклону поверхности террасы. Высота уступа достигает 1 м.

К северу от взбросового уступа поверхность осложнена многочисленными трещинами растяжения, протяженность которых увеличивается и может достигать 120 м. В нарушенной зоне выделяются также бугры выжимания небольшой высоты.

Юго-восточнее, на эрозионном склоне, выделен сглаженный уступ северо-восточного простирания со слабо поднятым северо-западным крылом. Его плохая сохранность может свидетельствовать о более древнем возрасте и указывать на более раннее сейсмическое событие.

В 2022 г. на Цэцэрлегском разломе нами были пройдены две канавы с целью выявления следов палеоземлетрясений (см. рис. 9, в).

Место проведения тренчинга приурочено к тыловому шву надпойменной террасы на левом берегу р. Тэсийн-Гол, примерно в 30 км к юго-западу от предполагаемого эпицентра землетрясения 1905 г. согласно работе [64]. Канавы заложены вкрест простирания двух рвов, выраженных в рельефе.

Первая канава (Т-1) была пройдена через свежий ров 1905 г. В разрезе разрыв имеет форму симметричного мини-грабена шириной около 1.5 м, заполненного современной почвой мощностью до 0.7 м. Следов предыдущих смещений не обнаружено.

Второй канавой (Т-2) вскрыт разрез более древнего рва, представленного в рельефе линейным понижением глубиной 20–30 см, и уступом высотой ~20 см. Канава пройдена в 2.5 м выше по склону от рва 1905 г. (см. рис. 9, в). Средний уклон поверхности увеличивается от 15° (линейное понижение) до 20° (уступ) и 25° (ров 1905 г.). Возможно, это отражает возрастные соотношения структур с тремя эпизодами разрывообразования.

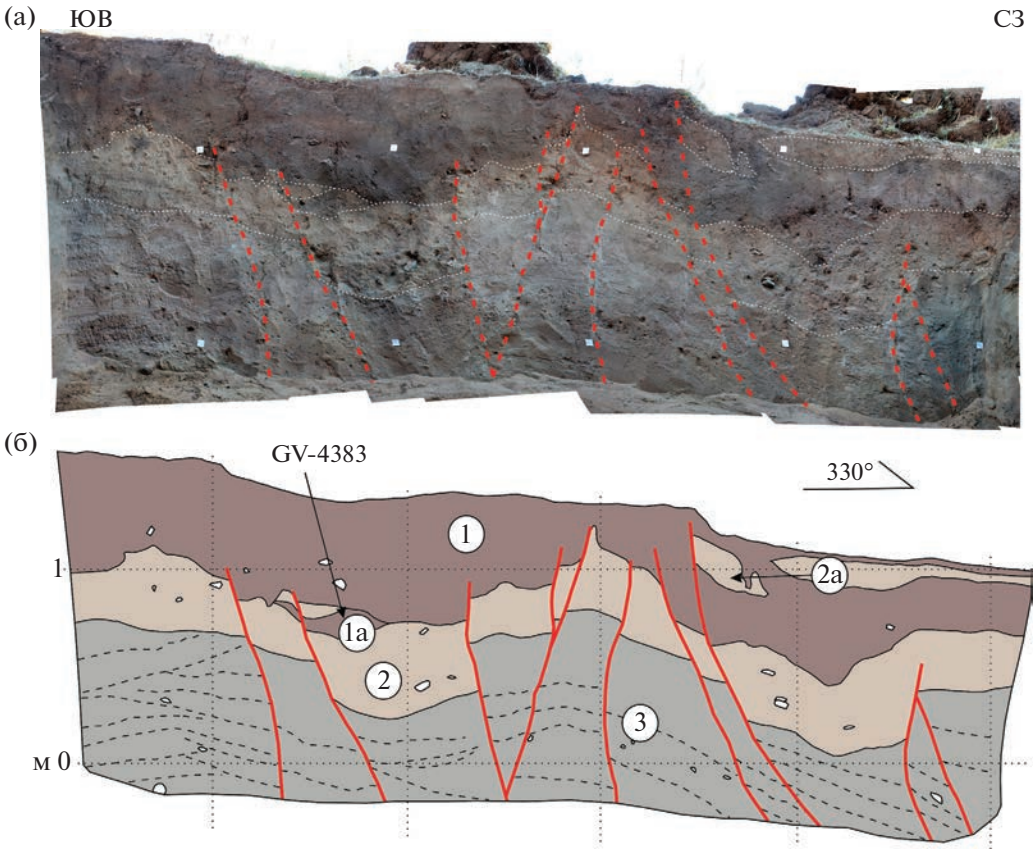


Рис. 10. Траншея Т-2, выработанная вкрест простирания древнего рва в зоне Цэцэрлэгского разлома.
(а) – Фото траншеи; (б) – разрез траншеи.
Показано: разрывы (красные линии); слоистость в аллювии (штрих-линии черным);
место отбора образца на радиоуглеродное датирование (GV-4283).
Обозначено (цифры в кружках): 1 – песчаный степной бурозем (гумусовый горизонт), 1а – погребенный фрагмент палеопочвы; 2 – светло-коричневые пылеватые супеси с линзами гравийно-дресвяного материала и редким щебнем (склоновые отложения), 2а – переотложенные супеси из того же горизонта; 3 – косослоистое чередование хорошо сортированных пылеватых песков с линзами грубо сортированного песчано-гравийного материала (пойменный аллювий)

Линейное понижение вскрыто в юго-восточной части канавы. Оно образовано ступенчатой системой сбросов, имеющих встречное падение (рис. 10).

По сбросам происходит ступенчатое опускание всех слоев видимого разреза. В грабене между сбросами наблюдается опускание подошвы современного степного бурозема, ниже которой залегает погребенный песком фрагмент гумусового горизонта палеопочвы 1а (см. рис. 10). Из погребенной линзы почвенного гумуса отобран образец на радиоуглеродное датирование. По гуминовым кислотам получен калиброванный возраст палеопочвы – 3319–3506 лет назад (радиоуглеродная дата – 3164 ± 35 лет назад, лабораторный код образца GV-4283).

Можно полагать, что захоронение палеопочвы произошло в результате сейсмотектонической подвижки, которая привела к образованию наблюдаемого в рельефе линейного понижения после отложения почвенного слоя с возрастом 3319–3506 лет.

Более молодой уступ в северо-западной части канавы образован ступенчатыми сбросами – бортами асимметричного грабена. Его противоположный борт выражен не столь отчетливо, однако и здесь наблюдается изгибающийся разрыв с вертикальным смещением подошвы склоновых отложений. В верхней части разреза наблюдается опускание подошвы современного степного бурозема. При этом часть бурозема оказалась захоронена переотложенными склоновыми супесями 2а, выше которых накопился дерновый горизонт современной почвы (см. рис. 10).

Можно полагать, что здесь зафиксированы следы еще одной подвижки, последовавшей за первым смещением. Таким образом, в разрезе канавы

вскрыты следы двух разновозрастных одноактных смещений, произошедших за последние 3319–3506 лет и предшествовавших подвижке 1905 г.

Эрзин-Агардагский левый взбросо-сдвиг

В 240 км к западу от Цэцэрлэгского разлома, в пределах Убсунурской впадины, протягивается Эрзин-Агардагский разлом (см. рис. 8). Он берет свое начало в северных предгорьях хр. Хан-Хухийн и пересекает Убсунурскую впадину в северо-восточном направлении по азимуту примерно 60°, совпадая с простиранием Цэцэрлэгского разрыва. В пределах впадины разлом прослежен на 240 км, он сечет ее северо-восточную границу, оконтуривая с северо-запада хр. Остроконечный. Далее разлом приобретает субширотное простирание и прослеживается до южного окончания Терехольской впадины, смыкающейся с Бусийнгольской зоной грабенов [1].

Новейшая активность, скорость движения и цикличность сейсмособытий вдоль Эрзин-Агардагского разлома до настоящего момента изучены слабо, несмотря на ряд проведенных здесь работ [1, 27]. На всем своем протяжении разлом демонстрирует признаки левого сдвига со взбросовой компонентой на отдельных участках. Левосдвиговые деформации уверенно устанавливаются по смещениям постоянных и временных водотоков вдоль выхода сместителя на поверхность.

Минимальные установленные амплитуды смещений русел водотоков, выявленные в районе горы Хайракан, составляют от 5 до 7 м, что близко к разовым смещениям при землетрясении. Накопленные сдвиговые смещения фиксируются на северо-востоке Убсунурской впадины, по коленообразному изгибу р. Тэсийн-Гол (Тес-Хем) и отторженному склону горы Хайракан и составляют от 280 м до 1.5 км [1, 27].

К настоящему времени Эрзин-Агардагский разлом вскрыт траншеями в двух местах, на разных его сегментах.

Первая траншея пройдена на юго-западе разлома в пределах Хиргиснурской впадины [1].

Вторая траншея пройдена на северо-востоке Убсунурской впадины в подножье горы Хайракан [27].

В обеих траншеях обнаружены признаки сейсмособытий и локальные незначительные вертикальные смещения. Основная компонента смещения горизонтальная. Вторая траншея вскрыла сложную “цветковую” структуру, характерную для сдвиговой кинематики разлома, в разрезе траншеи установлено несколько разновозрастных сейсмособытий.

Сухой климат региона не способствует накоплению горизонтов, обогащенных органическим веществом. Поэтому датирование палеоземлетрясений затруднено, и информации для периодизации сейсмичности и оценки скорости движения по разлому пока недостаточно.

Бусийнгольский, Дархатский и Хубсугульский грабены

Грабены Прихубсугулья образуют субширотную систему меридионально ориентированных впадин, разделенных крутыми и высокими горными массивами (см. рис. 8). Эти структурные формы очень контрастны: глубина оз. Хубсугул достигает 262 м, а горные массивы круто поднимаются на 1500–2000 м над впадинами и представляют собой типичное высокогорье, нередко с альпинотипными формами рельефа. Основу знаний об осадочном чехле этих впадин составляют данные гравиметрической съемки, сейсмоакустических исследований и бурения [15, 34, 54, 57]. Впадины Прихубсугулья выполнены фациально изменчивыми озерными, аллювиальными, пролювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми и эоловыми отложениями. Самая глубокая скважина вскрыла разрез позднеплиоцен-четвертичных озерных отложений в Дархатской впадине до глубины 211 м [15].

Мощность осадков, размеры и морфологическая выразительность впадин Прихубсугулья убывают с востока на запад, по мере удаления от Байкальской впадины. Мощность осадочного чехла во впадинах достигает:

– 500–700 м (Хубсугульская) [34];

– 450 м (Дархатская) [15].

Бусийнгольский и расположенный севернее Белинский грабены почти не заполнен осадками. Формирование осадков оз. Хубсугул, начиная с 5.5–6 млн лет, маркирует начало современного (позднеорогенного) тектонического этапа [34]. Озерные осадки этого возраста перекрывают аллювиальные отложения и базальты возрастом 9.5 млн лет [58].

Спорово-пыльцевая датировка древнее 4 млн лет также дает представление о нижнем возрастном ограничении начального этапа новейшей активизации в Прихубсугулье, когда существовавший режим осадконакопления был нарушен, а толщи плиоценовых осадков, выведенные на поверхность, стали объектом денудации [10].

Начало позднеорогенного тектонического этапа фиксируется наиболее молодой эпохой излияния базальтовых лав вокруг оз. Хубсугул (5–4 млн лет), которой предшествовали стадии вулканической активности 8–12, 12–16 и 18–22 млн лет назад [58]. Возраст “долинных” базальтов – ранний плиоцен (4.93–4.18 млн лет), наряду с возрастом лавовых комплексов небольших щитовых построек (5.84–5.10 млн лет), позволяет предположительно определить возрастной рубеж начала формирования Дархатской впадины позднемиоцен–раннеплиоценовым временем [38].

Бусийнгольский и продолжающий его к северу Белинский грабены рассматриваются в качестве главной магмоконтролирующей структуры в новейшей вулканической истории Восточной Тувы [28]. Эта структура определяет размещение практически всех вулканических центров Восточно-Тувинского лавового нагорья. Возраст базальтовых лав здесь самый молодой для Прихубсугульской системы впадин – 2.8–2.1, 1.6, 1.2, 0.76–0.725, 0.6–0.56, 0.35–0.29 и 0.048 млн лет [28].

В западном борту Дархатской впадины базальты заполнили долину р. Шишхид-Гол и сформировали прекрасно выраженную террасу. Во впадине высота базальтовой террасы составляет всего несколько метров, тогда как в пределах прилегающего с запада горного массива ее высота постепенно повышается до 80–90 м [10], фиксируя отсутствие значимых разрывных смещений в западном борту впадины. Аналогичное строение имеет низкий, слабо деформированный восточный борт Хубсугульской впадины, образованный миоценовым базальтовым плато [58]. Такая морфология определяет ярко выраженную асимметрию Хубсугульской и Дархатской впадин.

Менее четко выраженное асимметричное строение имеет Бусийнгольская впадина, где восточные притоки р. Бусийн-Гол, в отличие от западных, на выходе из горного массива испытывают резкий перегиб, сопровождаемый тектоническими уступами висячих долин [5]. Западный борт впадины не имеет такой резкой границы, как восточный, что и определяет ее асимметрию. Разрывы вдоль западного борта по дистанционным данным имеют меньшие величины новейших смещений и образуют серию относительно коротких (10–15 км) сегментов, секущих ледниковые формы рельефа и голоценовые речные террасы.

Белинский грабен охарактеризован В.В. Вдовиным [5] как более узкий двусторонний грабен. Причиной его отличия от Бусийнгольского грабена мог быть разделяющий эти грабены активный разлом субширотного простирания, трассируемый вдоль долин рек Кызыл-Хем и Шишхид-Гол [5]. В качестве следов сильных землетрясений были отмечены многочисленные отседания и обвалы склонов.

Бусийнгольская впадина. Вдоль восточного борта Бусийнгольской впадины по аэрофотоснимкам была закартирована система сбросовых уступов, разрывающих молодые конусы и моренные отложения, длиной не менее 20 км [37].

В горном обрамлении к востоку от этой впадины 27.12.1991 г. произошло Бусийнгольское землетрясение с магнитудой $M_s = 6.5$, после которого возникла уникальная по длительности и пульсирующему режиму сейсмическая активизация [11]. Механизм очага – сдвиг, правый по плоскости север-северо-западного простирания или левый по более вероятной плоскости восток-северо-восточного простирания.

Судя по распределению афтершоков, очаговая зона приурочена к оперяющему разлому восток-северо-восточной ориентировки, под острым углом примыкающему к Бусийнгольской впадине. Этот разлом кулисно продолжает к северу Кунгуртугский активный разлом в северном борту одноименной впадины, связующей Белино-Бусийнгольскую зону грабенов и Эрзин-Агардагский разлом.

Дархатская впадина. За последние 100–110 лет Дархатская впадина является наименее сейсмически активной среди впадин Прихубсугулья. На инструментальном этапе сейсмологических наблюдений здесь были зафиксированы лишь слабые землетрясения с магнитудой $M_w < 5$ [59]. Вдоль восточного борта Дархатской впадины протягивается одноименная зона разломов, которая по морфологии разделяется на два участка.

В зоне Северо-Дархатского разлома была обнаружена Джарагольская система сбросовых уступов высотой 1.0–2.5 м и минимальной длиной ~5 км [15, 37]. Морфотектонические и палеосейсмологические исследования последних лет позволили определить скорость вертикальных (сбросовых) смещений по Северо-Дархатскому разлому – 0.3–0.6 мм/год за последние ~8.4 тыс. лет, и параметризовать два палеоземлетрясения с магнитудами $M_w = 7$ и средним периодом повторяемости 3.5 тыс. лет [44]. Определенный с использованием полученных скоростей возраст Дархатской впадины (6.5–3.3 млн лет) в целом соответствует другим данным.

Хубсугульская впадина. В западном борту Хубсугульской впадины, вдоль зоны Западно-Хубсугульского разлома, четко проявлены треугольные тектонически фасеты. Наиболее полно фасеты развиты в северо-западной части впадины. В южном направлении фасеты снижаются, а в самой южной части впадины речные долины врезаны уже в верхний уровень рельефа межвпадинной перемычки, бронированный миоценовыми базальтами.

Это свидетельствует о снижении тектонической активности в южном направлении. Активность сброса на северо-западном участке подчеркивается уступом, у подножия которого зафиксированы позднеголоценовые обвалы и рвы с возрастом не менее 1 тыс. лет. Отчетливых признаков более позднего сейсмотектонического вспарывания не было обнаружено [15]. Помимо ярко выраженной вертикальной компоненты, вдоль зоны Хубсугульского разлома дистанционными методами выявлены правосторонние смещения долин на 30–50 и 100 м по сегментам северо-западной ориентировки, параллельным берегу озера [3]. По сегментам северо-восточного простирания выявлены левосдвиговые смещения долин и скальных грив до 50 и 300–400 м.

В северо-западной части впадины 12.01.2021 г. произошло Хубсугульское землетрясение с $M_w = 6.7$ и расчетной интенсивностью Io = 9 баллов [12]. В результате полевых сейсмотектонических исследований с использованием шкалы ESI-2007, по параметрам вторичных нарушений, локализована эпицентральная зона с интенсивностью сотрясений Io = 8 баллов [24].

В месте сгущения вторичных нарушений был обнаружен выход очага землетрясения на поверхность – сейсмотектонический разрыв, ориентированный в направлении 340°–350° ССЗ и диагностированный как правый сбросо-сдвиг со смещением до 20 см в вертикальном и столько же в горизонтальном направлении.

Эпицентр землетрясения зарегистрирован в 18–19 км к юго-востоку от обнаруженного выхода очага на поверхность, в акватории оз. Хубсугул [12]. Выход очага на поверхность соответствует линии с резкой сменой интерференционной картины по данным спутниковой радарной интерферометрии [29, 47, 56].

Обобщенная модель разрыва по этим данным представлена плоскостью с простиранием 340°–350° СЗ и углом падения 45°–54° в восточном направлении (т.е. в сторону гипоцентра), которая достигает глубины 18–24 км, с вертикальным смещением на поверхности до 20 см. Небольшая длина прослеженного разрыва (~250 м), по-видимому, обусловлена малой величиной смещения, в результате чего он сохранился только на центральном участке. Несмотря на это, удалось идентифицировать сглаженный тектонический уступ высотой ~1 м, сформированный предыдущими подвижками и обновленный при землетрясении 2021 г. (рис. 11).

В разрезе пройденной канавы уступу четко соответствует сброс с падением под углом 50°–70° на восток. На бровке уступа разрыв смещает современную земную поверхность и почву на 10–15 см. В основании уступа вскрыты разрывы предыдущих землетрясений, которые последовательно вовлекали в опускание все новые участки со стороны хребта. В разрезе таким участкам соответствуют два погребенных торфянистых горизонта палеопочв (смещения на 25 и 20 см) и расщепление на 15 см дернового горизонта современной почвы линзой склонового материала.

Эти горизонты маркируют деформированные фрагменты древней поверхности. Они ограничены разновозрастными разрывами и захоронены склоновым материалом, переотложенным с поднятого крыла. Это указывает на одноактное сейсмотектоническое образование каждого разрыва. Более молодой разрыв возникал западнее предыдущего, т.е. ближе к горному массиву. Таким образом, происходила экспансия впадины с последовательным вовлечением в опускание прилегающей части горного поднятия.

Из образцов, отобранных на радиоуглеродный анализ, датировка по углю получена только для самого нижнего из вскрытых канавой слоя торфянистой палеопочвы. Ее калиброванный возраст – 958–1176 лет (радиоуглеродная дата – 1139 ± 33 лет назад, лабораторный код образца GV-4280) (см. рис. 11).

По гуминовым кислотам датировка существенно моложе – 836 ± 33 лет назад. Датированная по углю палеопочва была захоронена в результате второй по древности из вскрытых подвижек. После этой подвижки (II) произошло еще три события – смещение и захоронение двух палеопочв и обновление уже существовавшего разрыва в 2021 г. (см. рис. 11).

Следовательно, за последние 958–1176 лет произошли четыре разрывообразующих землетрясения со средней повторяемостью 240–250 лет. Общее вертикальное смещение, составившее 70 см, произошло со средней скоростью 0.6–0.7 мм/год

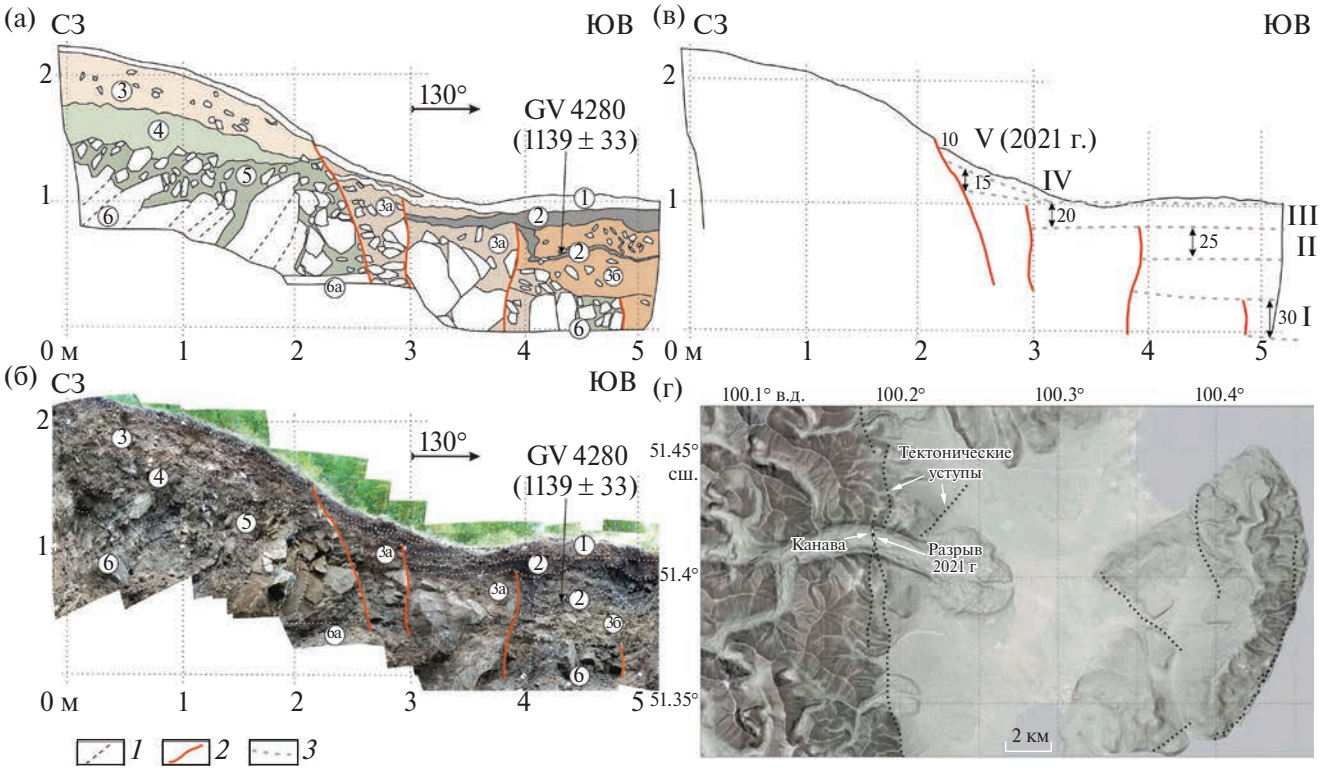


Рис. 11. Сейсморазрыв Хубсугульского землетрясения 2021 г.

(а)–(б) – северная стенка траншеи: (а) – разрез, (б) – фотопанорама;

(в) – реконструкция последовательности подвижек;

(г) – схема расположения сейсмотектонического разрыва в очаге Хубсугульского землетрясения, канавы и тектонических уступов.

На (а)–(б) – обозначено (цифры в кружках): 1 – дерновый горизонт современного почвенного профиля; 2 – погребенные торфянистые горизонты палеопочв; 3 – рыхлые пылеватые суглинки с щебнем и дресвой (склоновые отложения), 3а – то же, с глыбами (коллювий), 3б – то же, плотные, комковатые, оглеенные; 4 – серо-зеленые супеси с редким щебнем и дресвой (тонкодисперсная кора выветривания); 5 – щебень, глыбы с супесчаным заполнителем (обломочная кора выветривания); 6 – ультраосновные, сильнотрещиноватые коренные породы, 6а – те же породы, выветрелые до глины.

На (в) – обозначена последовательность сейсмотектонических смещений (римские цифры).

1 – трещиноватость в коренных породах; *2* – разрывы; *3* – положение опущенных фрагментов древней земной поверхности (цифрами указаны амплитуды смещений – см. рис. 8)

за последние 958–1176 лет. Эта оценка несколько выше скорости вертикальных смещений по Северо-Дархатскому разлому (0.3–0.6 мм/год за последние ~8.4 тыс. лет [44]), что может быть связано с меньшим периодом осреднения и/или нарастанием скорости смещений со временем.

Сейсмотектонический разрыв 2021 г. входит в систему тектонических уступов, закартированных в подножии горного массива на северо-западе Хубсугульской впадины. Уступы имеют позднеголоценовый возраст. В речных долинах они нарушают поверхности речных террас, морен и ледниковых трогов последнего мощного оледенения, а между ними выражены прерывистой цепочкой треугольных тектонических фасет. Пока остается неясным, какие участки зоны разлома охватывали предыдущие разрывы, выявленные в канаве, что затрудняет определение магнитуд палеоземлетрясений.

Хубсугульско-Дархатская межвпадинная перемычка. В северной части Хубсугульско-Дархатской межвпадинной перемычки Н.В. Лукина [18] интерпретировала протяженный каньонообразный эрозионный врез р. Малый Енисей с притоком р. Кызыл-Хем как проявление активного Каахемского (Кызылхемского, по [51]) разлома, являющегося западным, кулисно смещенным к северу структурным продолжением Шишхидгольского разлома и продолжающего с кулисным смещением к югу Тункино-Мондинскую зону активных разломов.

В южной части Хубсугульско-Дархатской межвпадинной перемычки, наиболее яркие проявления активной тектоники обнаружены к востоку

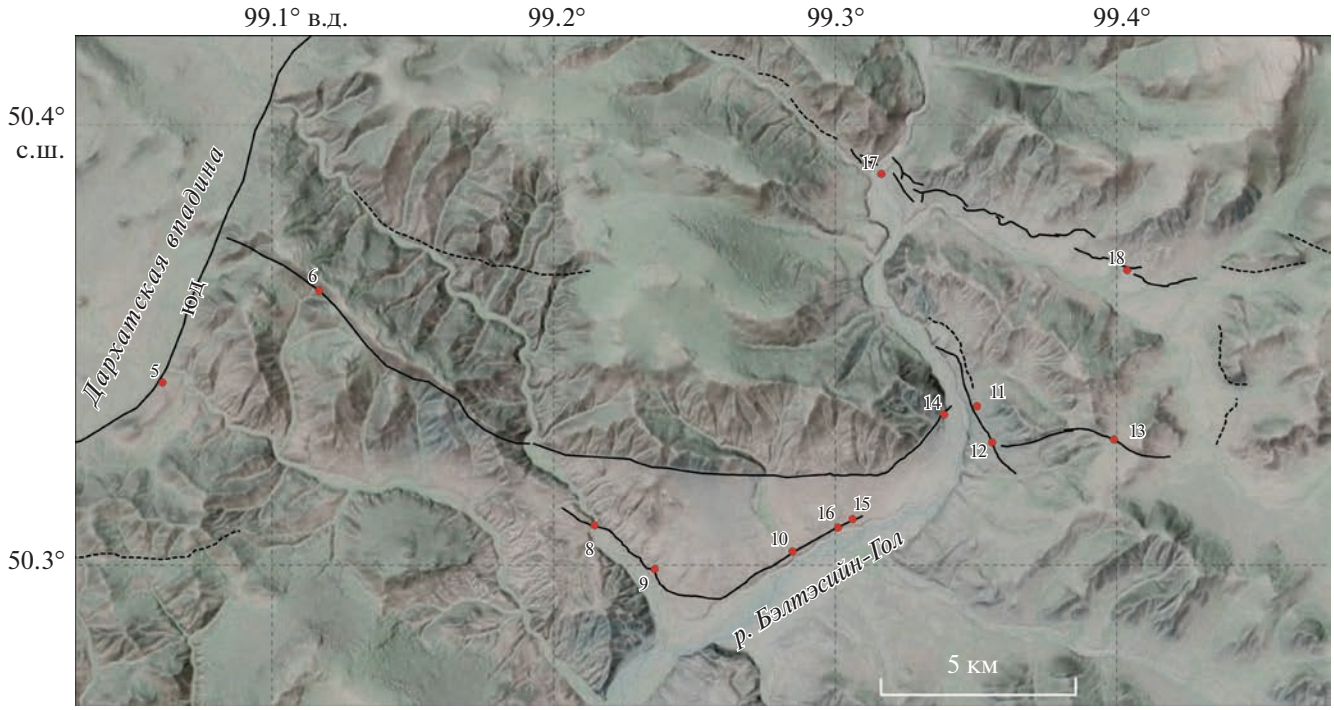


Рис. 12. Схема активных разломов между Дархатской впадиной и долиной р. Бэлтэсийн-Гол.

Обозначено: разломы с установленными смещениями молодых форм рельефа (сплошные линии); разломы, предполагаемые по дистанционным данным (пунктир); пункты с установленными деформациями молодых форм рельефа (кружочки красным цветом с арабскими цифрами).

от окончания Южно-Дархатского разлома, от которого в восточном направлении ответвляется разломная зона в целом субширотного простирания, представленная несколькими ветвями. Вдоль основной, наиболее протяженной, ветви на всем отрезке между Дархатской впадиной и долиной р. Бэлтэсийн-Гол прослеживается извилистый тектонический уступ (рис. 12).

В правом борту долины р. Бэлтэсийн-Гол, в разрезе коренных пород он представлен взбросо-надвигом (падение под углом 25°–30° в СЗ направлении) с уступом на поверхности 1-й надпойменной террасы высотой 12 м (рис. 13, а, б).

Можно полагать, что высота уступа напрямую отражает величину вертикальной компоненты смещений по разлому, однако суммарное смещение, учитывая пологое падение сместителя, гораздо больше. К востоку от долины р. Бэлтэсийн-Гол, уступ с тем же знаком подпруживает небольшую водосборную воронку – заболоченную котловину в истоке ручья (см. рис. 13, в, г). Простирание уступа на этом участке –300°–310° ЗСЗ.

Молодой возраст смещения подтверждает вал, полностью перегораживающий разорванную долину, которая с момента последней подвижки не успела размыть тектоническую дамбу и выработать новое русло. Кроме вертикальной, наблюдается правосдвиговая компонента смещений – 36 м по сдвигу брошенного русла в водосборной воронке.

Южнее изучен дугообразный, очень пологий, асимметричный вал с крутым южным склоном. Вал имеет ширину до 300 м и отделяет с юга предгорный пьедестал – наклонную равнину, сложенную молодыми пролювиальными отложениями, обрамляющую подножие горного массива и вовлеченную в молодое тектоническое поднятие. Строение южного, крутого склона вала изучено в специально пройденной расчистке во врезе временного ручья (рис. 14).

В основании разреза вскрыта серия линз-чешуй, ограниченных субгоризонтальными надвигами, по которым происходило последовательное надвигание коренных сланцев и диабазов на пестроцветную кору выветривания. В более позднее надвигание вовлечены и молодые склоновые отложения. Важно отметить изгиб аллювиально-пролювиальной толщи (2), конформный принадвиговой антиклинальной складке в диабазах, слагающих висячее крыло надвига, и изгибу поверхности I надпойменной террасы (см. рис. 14). Можно полагать, что

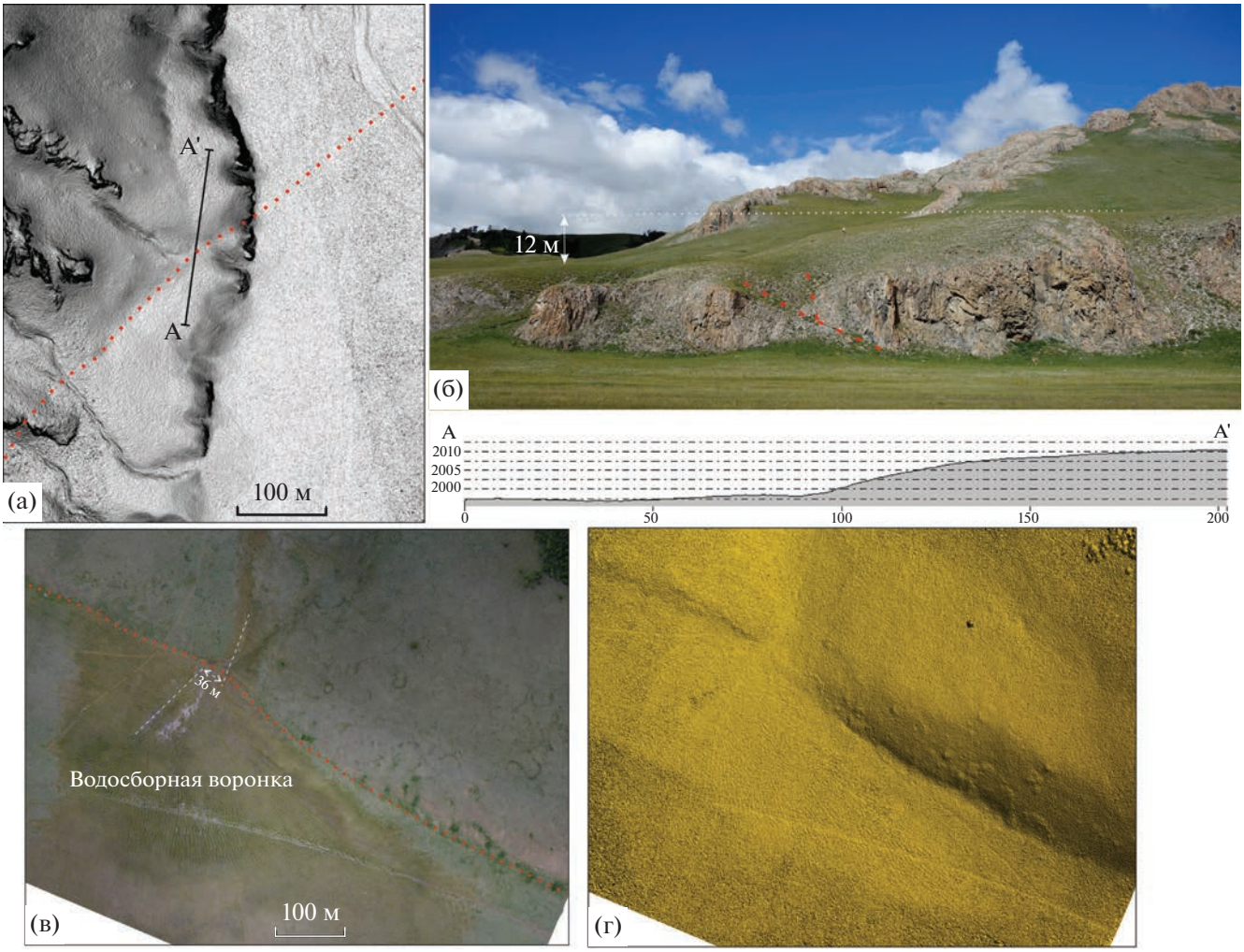


Рис. 13. Тектонические деформации молодых форм рельефа в долине и окрестностях р. Бэлтэсийн-Гол. Обозначены (красные штрих-линии) активные разломы.
(а)–(б) – правый борт долины р. Бэлтэсийн-Гол (т. 14 – см. рис. 12):
(а) – цифровая модель рельефа по полученным данным аэрофотосъемки, (б) – общий вид (фото) и профиль уступа по результатам измерений на местности и данным цифровой модели рельефа;
(в)–(г) – тектоническая дамба и правый сдвиг сухого русла (т. 13 – см. рис. 12):
(в) – аэрофотоплан с квадрокоптера, (г) – цифровая модель рельефа.

дугообразный вал образован принадвиговым складчатым изгибом молодых отложений.

СООТНОШЕНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ, НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Система активных разломов как структурный парагенез

Рассматриваемый регион ограничен двумя широтными левосдвиговыми зонами – Хангайской на юге и Тункино-Мондинской на севере. Эрзин-Агардагский и Цэцэрлэгский левые взбросо-сдвиги оперяют Хангайский разлом с севера и простираются на север-северо-восток. Кулисный ряд грабенов Бусийнгол, Дархат и Хубсугул расположен на восток-северо-восточном продолжении Эрзин-Агардагского разлома, который причленяется на северо-востоке к южному окончанию Бусийнгольского грабена – западного члена кулисного ряда.

Северное окончание Хубсугульского грабена, восточного члена кулисного ряда, смыкается с западным окончанием Тункино-Мондинской зоны. Сбросы западного ограничения Хубсугульского грабена прослеживаются на юг почти до Цэцэрлэгского разлома. К востоку от области их

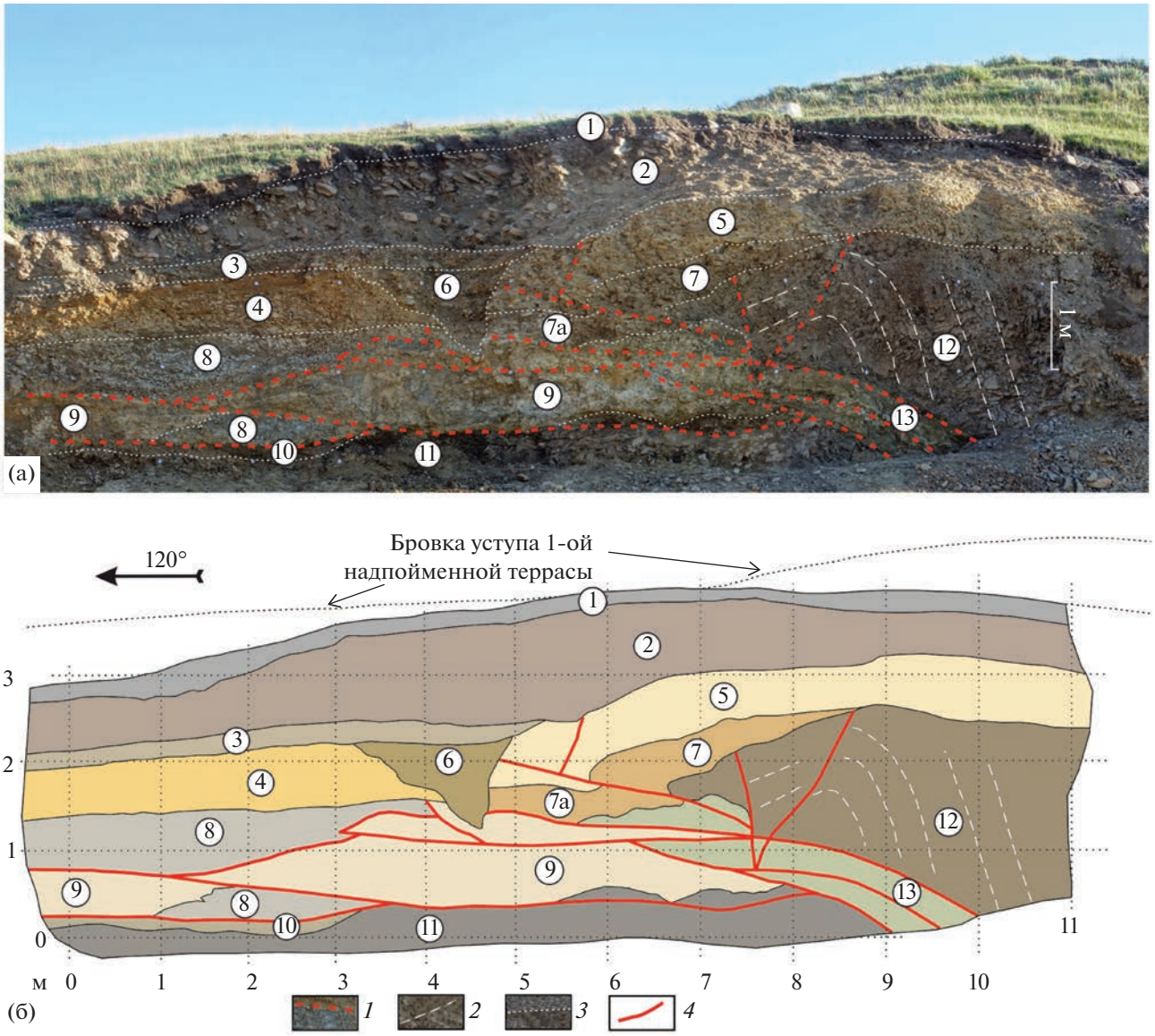


Рис. 14. Фото (а) и зарисовка (б) надвига в правом борту долины р. Бэлтэсийн-Гол в пункте 10 с установленными деформациями молодых форм рельефа.

Положение пункта 10 – см. рис. 12.

Обозначено (арабские цифры в кружках): 1 – гумусовой горизонт современного почвенного профиля;
2 – грубоокатанные гальки, валуны с песчано-гравийным заполнителем (пролювиально-аллювиальные отложения);
3 – слоистый щебень, редкие глыбы, иногда грубоокатанные, с буровато-серым супесчаным заполнителем (пролювиально-склоновые отложения);
4 – слоистый щебень (преимущественно сланцы) с бурым супесчаным заполнителем (склоновые отложения);
5 – плоский щебень, реже глыбы разнообразных пород с буровато-коричневым суглинистым заполнителем (склоновые отложения);
6 – галька, щебень с суглинисто-песчано-гравийным заполнителем (пролювиально-коллювиальные отложения, выполняющие эрозионный врез или трещину растяжения);
7 – щебень, глыбы коренных диабазов (переотложенная обломочная кора выветривания), 7а – то же, с супесчаным заполнителем;
8 – выветрелые, сильно трещиноватые глинистые сланцы, залегающие в виде крупных фрагментов в пестроцветных суглинках;
9 – пестроцветные (бурые, с серыми пятнами) комковатые суглинки с щебнем и редкими глыбами разнообразных пород (кора выветривания);
10 – щебень, дресва (выветрелые, сильно трещиноватые глинистые сланцы);
11 – темно-серые глинистые сланцы, брекчированные, милонитизированные;
12 – сильнотрещиноватые, раздробленные диабазы;
13 – темно-зеленая глинка трения с щебнем и дресвой коренных пород.
1 – разрывы; *2* – трещиноватость вдоль слоистости в диабазах; *3* – стратиграфические контакты; *4* – разрывы

сближения проявления активности Цэцэрлэгского разлома ослабевают, и через ~100 км следы разлома исчезают. Таким образом, активные разломы региона образуют взаимосвязанную систему.

С субмеридиональными сбросами кулисного ряда грабенов на юге сочетаются активные надвиги, взбросы и небольшие приразломные складчатые изгибы осадочных толщ широтного и северо-западного простирания. Они обнаружены между южными окончаниями Дархатской и Хубсугульской грабенообразных впадин на восточном простирании окончания Эрзин-Агардагского разлома.

Такое сочетание сбросов как проявлений растяжения с надвигами, взбросами и приразломными складками как проявлениями горизонтального сжатия характерно для зон сдвиговой деформации. В данном случае они образуют зону левосдвиговой деформации, расположенную между окончаниями двух левых сдвигов – Эрзин-Агардагского разлома и Тункино-Мондинской зоны – и выполняющую ту же кинематическую роль.

Для понимания геодинамических условий возникновения описанного структурного парагенеза важно выяснить происхождение Хангайской и Тункино-Мондинской субширотных левосдвиговых зон.

Р. Фройнд [53] разделил сдвиги на трансформные и транскуррентные. Обращая внимание на кинематические особенности, мы выделили сдвиги перемещения и сдвиги вращения, близкие по характеристикам, соответственно к трансформным и транскуррентным сдвигам Р. Фройнда [53] и дополнили эти два типа сдвигами выжимания, образующимися при выдавливании залегающих между двумя зонами разломов горных пород в сторону меньшего горизонтального сжатия [31].

Сдвиг перемещения отличается выдержанностью простирания и амплитуды смещений и наличием компенсирующих структур сжатия или растяжения на окончаниях разлома. Он возникает при большом радиусе вращения крыльев разлома с центром, выходящим за пределы нарушаемой сдвигом тектонической области, и в ее пределах воспринимается как результат поступательного перемещения одного крыла относительно другого.

Смещения вдоль сдвига вращения менее выдержаны и вырождаются к его окончаниям. Сдвиг образуется при наличии вращательной компоненты в перемещении горных пород, причем центр вращения расположен близко к разлому. Исследование природных сдвигов показывает, что признаки указанных типов нередко совмещаются.

Хангайская и Тункино-Мондинская левосдвиговые зоны являются частями более обширной системы парагенетически связанных активных разломов Монголии и юга Сибири и потому могут рассматриваться как сдвиги перемещения [33]. Эта система характеризуется ориентировкой относительного горизонтального сжатия с юго-запада на северо-восток и растяжения – с северо-запада на юго-восток, причем на западе и в центре Монголии и прилегающей части юга Сибири доминирует сжатие, а на северо-востоке региона, в Байкальной рифтовой зоне и Забайкалье, растяжение.

Вместе с тем, в строении Хангайской зоны присутствуют черты сдвига вращения. Они проявляются в том, что на востоке зона вырождается, не передавая амплитуду сдвига компенсирующим структурам, а на западе амплитуда сдвига падает, и зона разделяется на несколько ветвей, непосредственного сочленения которых с разломами Монгольского Алтая не наблюдается. Это позволяет предположить, что при наличии поперечного сжатия сдвиг по Хангайской и Тункино-Мондинской зонам разломов частично обусловлен вращением расположенного между ними блока по часовой стрелке.

Вращение межразломного блока изменило положение в нем осей главных нормальных напряжений. Относительное сжатие стало субмеридиональным, а растяжение – субширотным, что проявилось в восток-северо-восточном простирании Эрзин-Агардагского и Цэцэрлэгского сдвигов и меридиональной ориентировке грабенов кулисного ряда.

Сопоставление активных разломов с элементами новейшей структуры

Рассматриваемый регион охватывает два крупных элемента новейшей структуры: Хангайское сводовое поднятие и западную и северную части обрамляющего поднятие С-образного пояса межгорных впадин. Исследуемая часть С-образного пояса включает в себя на севере Тункинскую впадину, а на западе Убсунурскую впадину и поднятие хребта Хан-Хухийн между этой впадиной и расположенной южнее Котловиной Больших Озер. Южная часть Хангайского свода, поднятая на высоту до 4000 м, выше его северной части, поднятой до 3000 м, и отделена от нее сглаженным тектоническим уступом высотой до 500–700 м [33].

Северная часть свода смыкается на севере с горными поднятиями Восточной Тувы. Крупных новейших разломов на границе Хангайского свода и пояса впадин не обнаружено. Они присутствуют на внешних границах впадин пояса – Тункинской на границе с Восточным Саяном и Тункинскими Гольцами, Котловины Больших Озер и Долины Озер на границах с Монгольским и Гобийским Алтаем.

Временем начала формирования новейшей структуры региона можно считать поздний олигоцен, когда заложились впадины С-образного пояса вокруг Хангайского свода, хотя сам свод начал подниматься раньше [33]. Контрастность вертикальных движений свода и соседних впадин возрастала со временем.

Структурный рисунок, образуемый указанными элементами новейшей структуры и их разломными ограничениями, отличается от структурного рисунка, образованного активными разломами. Вместе с тем, некоторые крупные активные разломы частично наследуют элементы новейшего структурного плана. Это относится, прежде всего, к разломам восточного фронта Монгольского Алтая [9].

Менее определенной представляется история Хангайского разлома. Его западная часть простирается вдоль северного склона поднятия хребта Хан-Хухийн, заложенного не позднее плиоцена, а восточная часть разлома следует вдоль тектонического уступа, отделяющего более поднятую южную часть Хангайского свода от ее северной части.

В обеих частях разлома вертикальная компонента позднечетвертичных подвижек совпадает с вертикальной компонентой более ранних движений. В течение позднечетвертичного этапа вертикальная компонента многократно уступает сдвиговой компоненте движений. Для более ранних этапов развития нет оснований предполагать столь же значительные сдвиговые перемещения. Тункино-Мондинская зона активных разломов наследует зону разломов, ограничивающих с севера цепь Тункинских впадин. Однако направление вертикальных движений по активным разломам противоположно перемещениям на границах впадин в эпоху осадконакопления [43]. Неясны масштабы сдвиговых перемещений той эпохи.

Активные разломы между Хангайской и Тункино-Мондинской сдвиговыми зонами (Эрзин-Агардигский и Цэцэрлэгский разломы, грабены кулисного ряда) дискордантны относительно элементов новейшей структуры и представляются осложнившими ее новообразованиями. Относительное опускание южного крыла Цэцэрлэгского активного разлома согласуется с понижением поверхности Хангайского свода между Хангайским и Цэцэрлэгским разломами. Плоская Мурэнская впадина, приуроченная к этому понижению, заполнена верхнеплиоцен-четвертичными осадками мощностью до 100 м [15].

На бортах Дархатской и Хубсугульской впадин вскрыты отложения разных ярусов плейстоцена и вероятные аналоги верхнеплиоцеовой охристой свиты Тункинской впадины. По-видимому, грабенообразные впадины Прихубсугулья заложились в плиоцене.

Таким образом, наряду с признаками унаследованности активных разломов намечаются признаки структурной перестройки ранних элементов новейшей структуры, приведшей к образованию современной сети активных разломов региона. Первые признаки новообразований, связанных с парагенезом активных разломов, относятся к позднему плиоцену. Погружение Тункинской впадины и, соответственно, опускание южного крыла Тункино-Мондинской зоны продолжалось до раннего плейстоцена и завершилось не раньше излияния базальта с возрастом ~1.6 млн лет в верхней половине песчаной толщи, венчающей разрез впадины [25, 65].

Следовательно, изменения направления вертикальных движений в этой зоне произошло позднее, т.е. перестройка новейшей структуры, приведшая к окончательному оформлению системы активных разломов, завершилась не раньше конца раннего плейстоцена. Это не исключает того, что элементы структурного парагенеза, выраженного активными разломами, и парагенеза, представленного Хангайским сводом и обрамляющим поясом впадин, могли развиваться одновременно, будучи связаны с разными геодинамическими источниками [33].

Сопоставление активных разломов со строением земной коры и верхней мантии

Мощность земной коры региона была оценена по гравиметрическим данным [13–15]. Выполненные расчеты показали, что под Сибирской платформой толщина коры составляет 39–43 км. Она увеличивается до 44–45 км под Котловиной Больших Озер и 46–52 км под Восточным Саяном и Прихубсугульем, понижаясь на 5–6 км под Дархатской и Хубсугульской грабенообразными впа-

динами, и достигает 60 км под Южным Хангаем и Монгольским Алтаем.

Интерпретация гравиметрических данных выявила существование под Монголией и Забайкальем больших объемов аномальной (разуплотненной) мантии, кровля которой может подниматься до глубин 40–50 км, частично или полностью замещая мантийную часть литосферы и достигая местами подошвы земной коры [13, 14].

Использование сейсмотомографической модели MITP08 [55], показывающей величины отклонения скоростей продольных волн от средних для соответствующих глубин значений, позволило уточнить распределение разноскоростных объемов в верхней мантии региона и выделить и очертить сложно построенный Хангайский плюм, восходящий с глубины ~1300 км [33].

Нами представлена структурная карта кровли Хангайского плюма по изоповерхности $\delta V_p = -0.5\%$, построенная на основе указанной скоростной модели (рис. 15).

Над основным телом плюма кровля низкоскоростной мантии поднята на глубины менее 67 км. Это поднятие кровли низкоскоростной мантии протягивается от гор Бэйшаня на север, охватывая восточные гряды Тянь-Шаня, Гобийский Алтай, Долину Озер, Котловину Больших Озер и поднятие Южного Хангая до Хангайского разлома.

Севернее находится меньшая по размеру область подъема низкоскоростной мантии, приходящаяся на Дархатскую и Хубсугульскую грабенообразные впадины и их горные обрамления. Ее отделяет от основного поднятия Мурэнская перемычка, ограниченная Цэцэрлэгским разломом и восточной частью Хангайского разлома. На перемычке кровля низкоскоростной мантии погружена, как минимум, до 100 км.

Поднятия кровли низкоскоростной (разуплотненной и, вероятно, аномально разогретой) мантии окружены областями, где кровля понижается. Особенно резко и контрастно она опускается, достигая глубин 250 км, в северной части региона на границах с Монгольским Алтаем, Убсунурской впадиной, горными сооружениями Восточной Тувы, Восточного Саяна и Хамар-Дабана и восточным склоном Хангайского свода. Под Сибирской платформой высокоскоростная мантия прослеживается от подошвы земной коры до глубины 1100 км, и признаки плюма отсутствуют.

Все крупные зоны активных сдвигов либо находятся в областях опущенной кровли плюма, либо, чаще, на границах выступов мантийного плюма, где его кровля понижается. Так, сдвиги и взбросо-сдвиги Монгольского Алтая простираются вдоль западной границы главного выступа низкоскоростной мантии.

Зона Хангайского сдвига в западной части приходится на северную границу главного выступа, а в восточной части образует южную границу перемычки между главным выступом низкоскоростной мантии и малым выступом Прихубсугулья. Цэцэрлэгский сдвиг образует северную границу этой перемычки. Эрзин-Агардагский взбросо-сдвиг и Тункино-Мондинская сдвиговая зона расположены в областях понижения кровли мантийного плюма. В отличие от них сбросы Дархатской и Хубсугульской грабенообразных впадин расположены внутри малого выступа низкоскоростной мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление активных разломов с положением кровли низкоскоростной мантии по изоповерхности $\delta V_p = -0.5\%$ показало, что все разломы с доминирующей сдвиговой компонентой смещений расположены в тех частях региона, где кровля низкоскоростной мантии погружена настолько, что над ней сохранилась значительная часть литосферной мантии. Утверждая это, мы отдаем себе отчет в том, что изоповерхность $\delta V_p = -0.5\%$ ограничивает область мантии с заведомо пониженными скоростями *P*-волн, где прочность пород понижена. Выше нее могут находиться объемы мантийных пород с менее пониженными скоростями *P*-волн, также разупрочненные.

В областях, где изоповерхность –0.5% расположена не глубже 67 км, мантийная часть литосферы региона существенно редуцирована или отсутствует, и земная кора подвержена воздействию аномальной мантии. Возможно, именно поэтому над выступом низкоскоростной мантии Эрзин-Агардагский сдвиг и Тункино-Мондинская сдвиговая зона замещаются расположенной между ними зоной сдвиговых деформаций, представленной рядом грабенов. На существенное растяжение земной коры грабенов, соизмеримое с величиной сдвига, указывает уменьшение мощности коры под грабенами на 5–6 км [15].

В рассматриваемом регионе эпицентры и очаговые зоны сильнейших землетрясений, Болнайского с магнитудой $M_w \geqslant 8$ и Цэцэрлэгского с магнитудой $M_w = 8$, охватили разные элементы новейшей структуры. Так, эпицентр Болнайско-

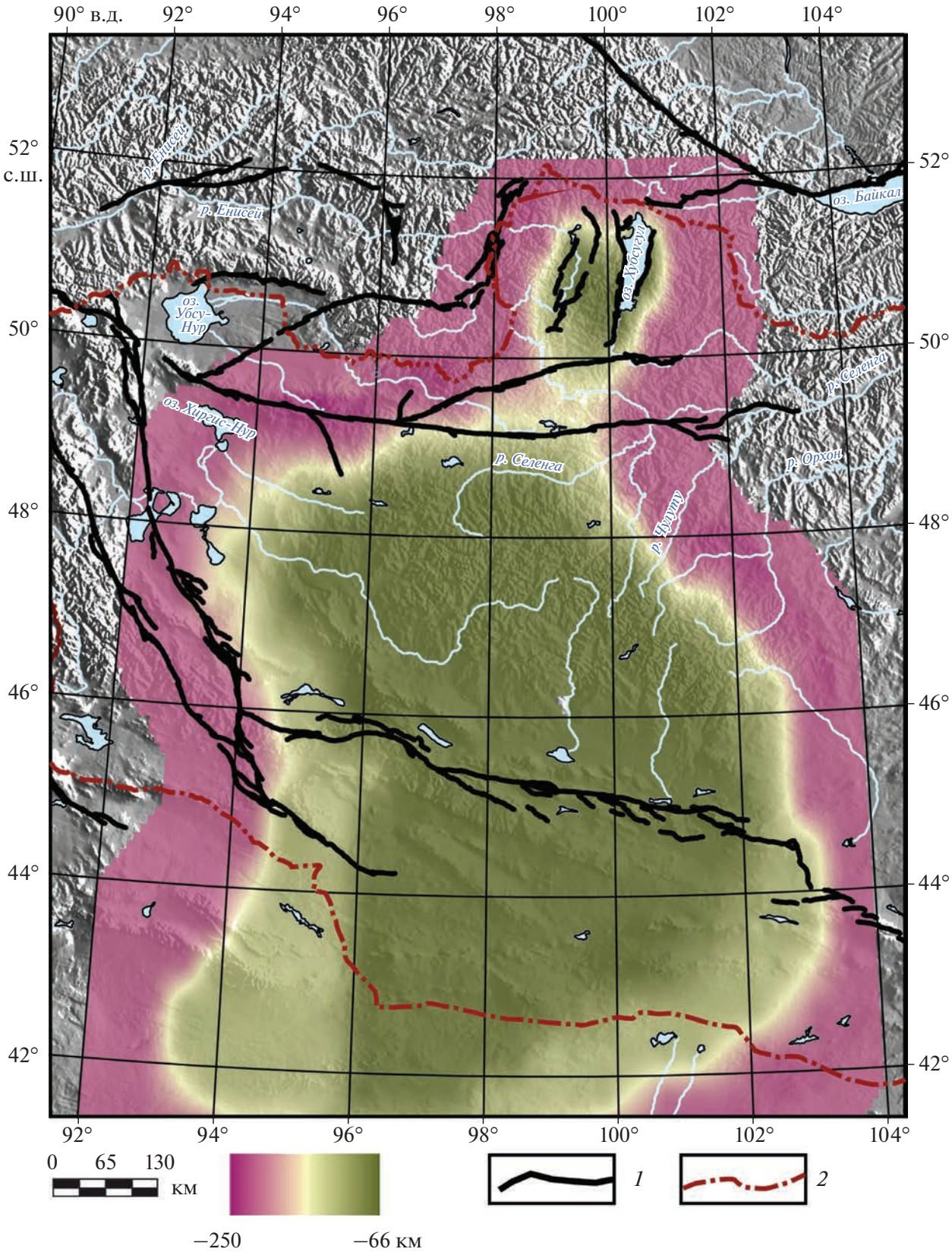


Рис. 15. Сопоставление активных разломов Западной и Центральной Монголии и смежной части юга Сибири с положением кровли низкоскоростной мантии по изоповерхности $\delta V_p = -0.5\%$ (на основе скоростной модели MITP08 [55]).

1 – активные разломы; *2* – государственная граница

го землетрясения находился в хребте Хан-Хухийн между Котловиной Больших озер и Убсунурской впадиной, т.е. в пределах С-образного пояса впадин, а очаговая зона протяженностью не менее 375 км, маркируемая возникшими сейсморазрывами вдоль Хангайского и сопряженных разломов, распространилась от эпицентра как на запад, так и на восток, в пределы Хангайского свода.

Эпицентр Цэцэрлэгского землетрясения и его очаговая зона протяженностью 190 км расположены в северной части Хангайского свода. Учитывая столь большие размеры очаговых зон обоих землетрясений, резонно предположить, что они не ограничивались сейсмогенерирующим верхнекоровым слоем, но охватывали и более глубокие слои литосферы вплоть до ее мантийной части.

Показано, что очаговые зоны обоих землетрясений расположены в областях, где кровля низкоскоростной мантии опущена и допускает сохранение (как минимум, частичное) мантийной части литосферы, что вполне согласуется с распространением очага до этих глубин (см. рис. 15).

В отличие от этих сильнейших землетрясений, очаг Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с магнитудой $M_w = 6.7$ расположен над выступом низкоскоростной мантии, где мантийная часть литосферы крайне редуцирована или отсутствует. Это ограничило глубину очаговой областью верхнекоровым слоем, с чем согласуется глубина очага 18–24 км, рассчитанная сопоставлением сейсморазрывов на земной поверхности, наклона сейсмогенерирующего разлома и положения эпицентра [29, 47, 56].

Приведенные представления о зависимости латеральных размеров очаговой области и магнитуды землетрясения от глубины, на которую распространяется очаговая зона, вступают в противоречие с данными о Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г., при котором был активизирован 180-километровый Долиноозерский сегмент (разлом Богд) Гоби-Алтайской зоны активных левых взбросо-сдвигов. Амплитуда сейсмогенного сдвига составила 5 м, локально до 8 м [7, 19, 32]. Магнитуда землетрясения $M_s = 8$.

При этом очаговая зона землетрясения, маркируемая сейсморазрывами, полностью находится над выступом низкоскоростной мантии Хангайского плюма, где мантийная часть литосферы крайне редуцирована или отсутствует, а нижняя часть земной коры могла быть размягчена воздействием плюма. Таким образом, очаговая область не выходила за пределы верхнекорового сейсмогенерирующего слоя.

Объяснить возникновение сильнейшего землетрясения с неглубокой очаговой областью можно, допустив временную неоднородность поля напряжений с периодическим или непериодическим их возрастанием, при котором могут подвергнуться одновременному разрушению обширные объемы земной коры активных зон.

Возможность такого возрастания напряжений с их одновременной переориентировкой была показана на примерах северного сегмента Эль-Габ Трансформы Мертвого моря и Таласо-Ферганского разлома [66]. Возможно, с Гоби-Алтайским сейсмическим событием сходно Восточно-Анатолийское землетрясение 06.02.2023 с магнитудой $M_w = 7.8$, очаговая зона которого распространилась, судя по возникшим сейсморазрывам, на 361 км вдоль Восточно-Анатолийской левосдвиговой зоны при глубине гипоцентра ~10 км [39].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Активная тектоника севера Центральной Монголии и сопряженной части юга Сибири определяется перемещениями по двум субширотным зонам левых сдвигов – Хангайскому разлому и Тункино-Мондинской зоне. Скорость сдвига по Хангайскому разлому составляет несколько миллиметров в год, а по Тункино-Мондинской зоне – 1.1–1.5 мм/год. Эти сдвиги являются частью единого ансамбля крупнейших активных разломов Монголо-Байкальского региона, сформировавшихся в условиях северо-восточного наибольшего сжатия и северо-западного наибольшего растяжения.

Между двумя указанными разломными зонами протягиваются Эрзин-Агардагский и Цэцэрлэгский разломы восток-северо-восточного простирания с доминирующей левосдвиговой компонентой перемещений, оперяющие Хангайский разлом. Между восточным окончанием Эрзин-Агардагского сдвига и западной частью Тункино-Мондинской сдвиговой зоны расположен ряд субмеридиональных асимметричных грабенообразных впадин – Бусийнгольская, Дархатская и Хубсугульская, которые образуют зону левосдвиговых деформаций, выполняющую ту же кинематическую роль, что и сдвиги на продолжении ряда.

Разломы, расположенные между Хангайским разломом и Тункино-Мондинской зоной, образуют структурный парагенез, геодинамические

параметры которого отличаются от параметров главных пограничных разломов и указывают на его формирование в условиях субмеридионального относительного сжатия и субширотного растяжения. Изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений может быть связано с вращением блока между пограничными разломами по часовой стрелке.

В мантии под рассматриваемым регионом находится область пониженных скоростей сейсмических волн, выделяемая нами как Хангайский плюм. Понижение скоростей может отражать разогрев и разуплотнение мантийных пород. Над осевой частью плюма кровля значительно разуплотненной мантии расположена выше глубины 67 км, что отражает утонение (местами до полного исчезновения) мантийной части литосферы и может обусловливать разупрочнение ее сохранившейся части. Активные сдвиги региона расположены по периферии поднятия низкоскоростной мантии, где мощность прочной литосферы возрастает. В осевой части поднятия сдвиги замещаются зоной сдвиговых деформаций, представленной грабенообразными впадинами. Как показал выполненный транчинг, сильные землетрясения повторялись здесь чаще, чем в зонах сдвигов, но отличались меньшими магнитудами.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Е.В. Пархомчук (Центр коллективного пользования “Ускорительная масс-спектрометрия” НГУ-ННЦ, г. Новосибирск, Россия) за подготовку радиоуглеродных образцов и их радиоуглеродное датирование и Е.А. Зеленину (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь в калибровке радиоуглеродных дат из зоны Хангайского разлома. Авторы признательны рецензенту А.Ф. Еманову ((Алтае-Саянский филиал Исследовательского Центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Новосибирск, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (Геологический институт РАН (ГИН РАН), г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Соотношения активных разломов с неотектонической структурой региона изучались в рамках бюджетной 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 Эрзино-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 56–66.
2. *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. *Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И.* Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.
4. *Аржанникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 391–400.
5. *Вдовин В.В.* Следы землетрясений в Белино-Бусийнгольской впадине Восточной Тувы. – В кн.: *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области*. – Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева – Новосибирск: Наука, 1978. С. 68–72.
6. *Вознесенский А.В.* Изучение области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. – Тр. Отд. физ. геогр. Геогр. Общ-ва СССР. 1962. Вып. 1. 51 с.
7. *Гоби-Алтайское землетрясение*. – Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко – М.: АН СССР, 1963. 391 с.
8. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – Под ред. К.В. Никифоровой – М.: Наука, 1981. 196 с. (Тр. Сов.-Монг. геол. эксп. Вып. 27).
9. *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.
10. *Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Зажигин В.С., Мурзаева В.Э., Корина Н.А., Глуховская Н.Б., Семейхан Т., Сырнев И.П., Николаева Т.В., Иванов Ю.Л., Бойшенко А.Ф., Лопатин Т.В., Шмидт Г.А., Швейский Н.И., Иванова Н.Г., Кулаков В.А., Белова В.А., Шилова Г.Н.* Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография). – Под ред. Н.А. Логачева – М.: Наука, 1989. 213 с. (Тр. Сов.-Монг. геол. эксп. Вып. 47).
11. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Соловьев В.М., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А., Корабельщиков Д.Г., Подкорытова В.Г., Янкайтис В.В., Елагин С.А., Сережников Н.А., Дураченко А.В., Артемова А.И.* Сейсмологические исследования на территории Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 2. С. 20–51. https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.2.02
12. *Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артемова А.И., Подкорытова В.Г.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89. https://doi.org/10.31857/S0002333722010021

13. *Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова М.Р., Туруманов Е.Х.* Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43–52.
14. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории Монголии. – Под ред. Н.А. Логачева. – Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.
15. *Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др.* Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. – Под ред. Н.А. Логачева. – Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
16. *Логачев Н.А.* Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 510–513.
17. *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. – Под ред. Н.А. Флоренсова. – М.: Наука, 1974. 359 с.
18. *Лукина Н.В.* Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы. – В кн.: *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*. – Под ред. П.Н. Кропоткина – М.: Наука, 1988. С. 276–292.
19. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. – В кн.: *Разломы и горизонтальные движения земной коры*. – Под ред. А.В. Пейве. – М.: АН СССР, 1963. С. 34–112.
20. *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.
21. *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. – Под ред. В.Д. Маца. – Новосибирск: СО РАН, 2001. 252 с.
22. *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.
23. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* – Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. – М.: Наука, 1977. 356 с.
24. *Овсюченко А.Н., Дэмбэрэл С., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г., Батсайхан Ц., Баатар Н.* Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с $M_w = 6.7$ в Северной Монголии: геологические эффекты и тектоническая позиция очага // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 65–70. https://doi.org/10.31857/S2686739723600455
25. *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.
26. *Смекалин О.П.* Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. – Под ред. Е.А. Рогожина, В.С. Имаева – М.: ИФЗ РАН, 2008. 102 с.
27. *Соколов С.А., Гарипова С.Т., Юшин К.И., Бутанаев Ю.В., Зеленин Е.А., Овсюченко А.Н., Мазнев С.В.* Новейшая структура северного обрамления Убсунурской впадины и ее соотношение с активными разломами (республика Тыва, Россия) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 93–112.
28. *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.* Кайнозойский вулканизм Тувы. – Отв. ред. А.Э. Изох. – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
29. *Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А.* Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
30. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
31. *Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М.* Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.
32. *Трифонов В.Г., Макаров В.И.* Активные разломы (Монголия). – В кн.: *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов*. – М.: Наука, 1988. С. 239–272.
33. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И., Demberel S.* Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. № 6. С. 94–129. https://doi.org/10.31857/S0016853X23060073, EDN: GFPLXF
34. *Федотов А.П.* Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – Казань: КГУ, 2007. 42 с.
35. *Хатчинсон Д.Р., Гольмшток 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.
36. *Хилько С.Д., Балжинням М.* Морфоструктура и сейсмотектоника Северной Монголии. – В кн.: *Сейсмотектоника южных районов СССР*. – Под ред. И.Е. Губина. – М.: Наука, 1978. С. 165–175.
37. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. – Под ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсова. – М.: Наука, 1985. 225 с.
38. *Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Травин А.В., Щербаков Ю.Д., Нузанков М.Ю., Канакин С.В.* Два этапа кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Дархатской впадины (Северная Монголия) – геохронология, геохимия и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 3. 0613. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-3-0613
39. *Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М.* Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5–23.

40. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П.* Палеосейсмодислокации и связаные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 6. С. 936–947.
41. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 587–602.
42. *Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Déverchère J., Stéphan J.-F., Arjannikov S., San'kov V.* Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia) // Terra Nova. 2004. Vol. 16. No. 5. P. 265–272.
43. *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.
44. *Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Chebotarev A.A., Nomin-Erdene E.* Morphotectonics and paleoseismology of the North Darhad fault (SW Baikal rift, Mongolia) // J. Asian Earth Sci. 2024. Vol. 259. Art.105882. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105882
45. *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. Art.105614. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105614
46. *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.* Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding // Geol. Surv. Am. Mem. 1993. Vol. 181. 62 p.
47. *Battogtokh D., Bayasgalan A., Wang K., Ganzorig D., Bayaraa J.* The 2021 $M_w = 6.7$ Khankh earthquake in the Khuvsgul rift, Mongolia // Mongolian Geoscientist. 2021. Vol. 26. No. 52. P. 46–61.
48. *Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. Vol. 51. No 1. P. 337–360.
49. *Chebotarev A., Arzhannikova A., Arzhannikov S.* Long-term throw rates and landscape response to tectonic activity of the Tunka Fault (Baikal Rift) based on morphometry // Tectonophysics. 2021. Vol. 810. Art. 228864.
50. *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 $M \geqslant 8$ Tsetserleg-Bulnay strike-slip earthquake sequence, Mongolia // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2018. Vol. 123. No 2. P. 1925–1953.
51. *Database of Active Faults of Eurasia*. – Moscow: GIN RAS, 2020. http://neotec.ginras.ru/ database.html (Accessed November 10, 2023).
52. *Delouis B., Déverchère J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F., Sankov V.* A reappraisal of the 1950 ($M_w = 6.9$) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova. 2002. Vol. 14. P. 491–500.
53. *Freund R.* Kinematics of transform and transcurrent faults // Tectonophysics. 1974. Vol. 21. P. 93–134.
54. *Hovsgol Drilling Project Members (A.A. Abzaeva, E.V. Bezrukova, V.A. Bychinsky, S.A. Fedenya, K. Fukishi, V.F. Geletyc, A.V. Goreglyad, E.V. Ivanov, G.V. Kalmychkov, K. Kashiwaya, T. Kawai, E.V. Kerber, M.Yu. Khomutova, G.K. Khursevich, J.-Y. Kim, M.A. Krainov, N.V. Kulagina, M.I. Kuzmin, P.P. Letunova, K. Minoura, W.-H. Nahm, Ts. Narantsetseg, Ts. Oyunchimeg, A.A. Prokopenko, H. Sakai, E.P. Solotchina, Y. Tani, L.L. Tkachenko, D. Tomurhuu, T. Watanabe).* Sedimentary record from Lake Hovsgol, NW Mongolia: Results from the HDP-04 and HDP-06 drill cores // Quaternary International. 2009. Vol. 205. No. 1-2. P. 21–37. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.008
55. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for *P*-wave speed variations in the Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. G^3. 2008. Vol. 9. No 5. P. 1–21.
56. *Liu X., Xu W., Radziminovich N.A., Fang N., Xie L.* Transtensional coseismic fault slip of the 2021 Mw 6.7 Turt Earthquake and heterogeneous tectonic stress surrounding the Hovsgol Basin, Northwest Mongolia // Tectonophysics. 2022. Vol. 836. Art. 229407.
57. *Orkhonselenge A., Krivonogov S. K., Mino K., Kashiwaya K., Safonova I.Y., Yamamoto M., Kashima K., Nakamura T., Kim J.Y.* Holocene sedimentary records from Lake Borsog, eastern shore of Lake Khuvsgul, Mongolia, and their paleoenvironmental implications // Quaternary International. 2013. Vol. 290-291. P. 95–109. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.03.041
58. *Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A.* Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic // Berliner Palaobiologische Abhandlungen. 2003. Vol. 4. P. 33–48.
59. *Radziminovich N., Bayaraa G., Miroshnichenko A., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Lukhnev A.* Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // Geodynam. Tectonophys. 2016. Vol. 7. No. 1. P. 23–38. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0195
60. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., HattŽ, C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J.* IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50 000 Years cal BP // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. No. 4. P. 1869–1887.
61. *Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk, Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edward R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R.,

Turney C.S., van der Plicht J., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schmidt V.M., Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62. No. 4. P. 725–757.

62. *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.
63. *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) // Seismol. Soc. Am. Bull. 2015. Vol. 105. No. 1. P. 72–93.
64. *Schlupp A., Cisternas A.* Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay) // Geophys. J. Int. 2007. Vol. 169. No. 3. P. 1115–1131.
65. *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.
66. *Trifonov V.G., Korzhenkov A.M., Omar Kh.M.* Recent geodynamics of major strike-slip zones // Geodes. Geodynam. 2015. Vol. 6. No. 5. P. 361–383.
67. *Wallace R.E.* Note on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California. – Proc. Conf. "*Geological Problems of San Andreas Fault System*", – (Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., Stanford, USA. 1968. Vol. 11), P. 6–20.
68. *Catalog of earthquakes of the United Geophysical Center of RAS*, http://www.ceme.gsras.ru (Accessed November 10, 2023).

Active Faults of the Northern Central Mongolia, Their Correlation with Neotectonics and Deep Structure of the Region

V. G. Trifonov[a, *], S. A. Sokolov[a, b], A. N. Ovsyuchenko[a, c], S. Yu. Sokolov[a], T. Batsaikhan[d], S. Demberel[d], Yu. V. Butanaev[e], N. G. Koshevoy[c]

[a]*Geological Institute of the RAS, Pyzhevskiy, 7, 119017 Moscow, Russia*
[b]*Russian State Geological Prospecting University named after Sergo Ordzhonikidze (MGRI), Miklukho-Maklay str., 23a, 117997 Moscow, Russia*
[c]*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, 123242 Moscow, Russia*
[d]*Institute of Astronomy and Geophysics of Mongolian Academy of Sciences, PO 13343 Ulaanbaatar, Mongolia*
[e]*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Republic of Tuva, 667007 Russia*

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

Active tectonics of the northern Central Mongolia is studied between two largest W–E-trending left lateral fault zones – the Khangai Fault and the Tunka-Mondy zone. These strike-slip zones are parts of a single ensemble of active faults in the Mongol-Baikal region, formed under conditions of the maximum northeastern compression and the maximum northwestern extension. Between them, the ENE-trending Erzin-Agardag and Tsetserleg faults with dominant left lateral component of movements extend. A raw of the N-trending graben-shaped basins (Busiyngol, Darkhat, and Hubhugul) are situated between the eastern end of the Erzin-Agardag strike-slip fault and the western part of the Tunka-Mondy strike-slip zone. The basins form a zone of left lateral deformation, which is kinematically similar with the strike-slip faults continuing it. In contrast to the largest boundary strike-slip faults, this structural paragenesis was formed under conditions of N–S-trending relative compression and W–E-trending extension. A change in the orientation of the axes of the principal normal stress may be caused by the rotation of the block between the boundary faults. The area of graben-shaped basins is located above the uplift of the roof of a vast volume of low-velocity mantle, which we identify as the Khangai plume. Above this rise, the lithospheric mantle is reduced, and the remaining part of the lithosphere is heated and softened. The large active strike-slip faults are located above areas of lowering of the low-velocity mantle roof. Our trenching of the active faults showed that strong earthquakes repeated in the area of graben-shaped basins more often than in the large strike-slip zones, but were characterized by lower magnitudes.

Keywords: active fault, strike-slip fault, neotectonics, trenching, paleo-earthquake, requrence of strong earthquakes, mantle with reduced *P*-wave velocities

ГЕОТЕКТОНИКА, 2024, № 2, с. 34—53

УДК 551.2,551.14,532.5

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СКЛОНАХ ПОДНЯТИЙ

© 2024 г. А. А. Кирдяшкин[1, *]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия*

**e-mail: aak@igm.nsc.ru*

Поступила в редакцию 26.09.2023 г.
После доработки 14.04.2024 г.
Принята в печать 19.04.2024 г.

Проанализирована структура течения, создающегося в вязкой среде при постоянном угле наклона свободной поверхности склона поднятия. Определено поле скорости движения в высоковязком склоне поднятия в условиях горизонтального градиента давления, возникающего при уменьшении высоты склона по мере удаления от главного хребта. При постоянной динамической вязкости склона поднятия скорость течения в нем уменьшается с удалением от оси главного хребта. В этом случае склон поднятия находится в условиях сжимающих напряжений, следствием которых являются надвиги и складки сжатия. Растягивающие напряжения в склоне поднятия могут существовать при увеличении скорости движения в слое по мере удаления от оси главного хребта. Скорость течения может возрастать с уменьшением вязкости в слое по мере удаления от главного хребта. Распределение вязкости на подошве склона поднятия при удалении от оси главного хребта поднятия определено из условия существования растяжения в склоне поднятия. Представлены выражения и оценены величины сил, вызывающих образование разрыва между блоками склона поднятия. Получено соотношение, представляющее условие образования разрыва между блоками. Образование разрывов определяется изменением вязкости вдоль склона поднятия и изменением скорости течения в нем. При разрыве между блоками возникают свободные вертикальные границы блоков. Движение в высоковязкой среде при образовании свободной вертикальной границы блока исследовано экспериментально при истечении жидкости из прямоугольного сосуда. В экспериментах выявлено два режима истечения: (i) режим постоянной толщины слоя жидкости; (ii) режим уменьшающейся толщины слоя. На основе экспериментального моделирования оценено время первого периода после образования разрыва поднятия и свободного объема между блоками, когда высота слоя (склона) практически постоянная и возрастает горизонтальный размер слоя. Рассмотрен процесс заполнения свободного пространства между блоками высоковязким материалом склона. Как показывает моделирование, скорость заполнения свободного объема между расходящимися блоками склона поднятия много больше скорости образования свободного объема между ними. Определены параметры блоков склонов поднятия (вязкости блоков, высоты склона, скорости течения, силы, действующие на блоки). Представлено изменение структуры поверхности склона поднятия во времени. Наблюдается качественное соответствие результатов моделирования с профилем склона поднятия северо-западного Кавказа.

Ключевые слова: склон поднятия, высоковязкая жидкость, горизонтальный градиент давления, скорость течения, свободная поверхность склона, гравитационная сила, блоковая структура, хребет

DOI: 10.31857/S0016853X24020029, **EDN:** EBCWBY

ВВЕДЕНИЕ

Исследование строения различных слоев Земли, их истории, движущих сил, обусловливающих их развитие, осуществляется при знании конечных граничных условий в верхнем (коровом) слое, полученных геологическими, геофизическими и геохимическими методами. Это означает, что исследования строения Земли тесно связаны с решением обратных задач, для которых известны только конечные граничные условия, то есть эти исследования связаны с изучением истории развития Земли. Основополагающими являются знания, полученные при изучении истории развития Земли по сохранившимся следам происходивших ранее процессов и при комплексном исследовании их взаимосвязей.

Устойчивое состояние дневной поверхности имеет место, когда литостатическое давление на фиксированной глубине постоянное по горизонтали, то есть при отсутствии горизонтального градиента давления. Поднятия поверхности образуются под действием локализованных сил, направленных вертикально вверх.

На существование таких сил указывал В.В. Белоусов [1]. Они возникают в мантии в местах существования локальных каналов с пониженной вязкостью и повышенной интенсивностью тепловых потоков. В.В. Белоусов оценивал понижение вязкости в этих локализованных областях на несколько порядков по сравнению с окружающей мантией. В настоящее время такие локализованные области (каналы) названы каналами плюмов [4, 34].

Таким образом, В.В. Белоусов предсказал существование мантийных плюмов и указал, что они ответственны за существование поднятий на поверхности Земли [1]. Это термохимические плюмы, которые зарождаются на границе ядро–мантия в областях повышенной концентрации химических добавок, понижающих температуру плавления мантийного вещества [4, 34].

В зависимости от тепловой мощности, подводимой на подошве плюма, плюм может не выйти на дневную поверхность или может выйти на поверхность при различных режимах излияния расплава [6]. Вертикальные локализованные силы создаются термохимическими плюмами, не вышедшими на поверхность и имеющими тепловую мощность $N < 1.38 \cdot 10^{10}$ Вт [5, 7].

В работах [30, 32, 35, 36, 44] на основании геологических данных показано, что образование поднятий земной поверхности вызывается подъемом мантийных плюмов. Наибольшая высота плато, связанных с горячими точками на континентах, может составлять 800–4000 м [44]. Вместе с процессами рифтогенеза и крупными магматическими провинциями поднятия поверхности представляют собой один из главных индикаторов плюмовой активности [35].

Поднятие поверхности над плюмами приводит к горизонтальным девиаторным напряжениям, которые могут ускорить значительное растяжение континента [41]. Подъем плюмов к литосфере может приводить к континентальному рифтогенезу [44]. При этом трансконтинентальный рифтогенез характеризуется связью магматизма со сводовыми региональными и локальными поднятиями, которые контролируются мантийными плюмами [2, 37].

Процесс образования поднятия в континентальной и океанической областях может быть исследован с использованием теоретического анализа, численного и лабораторного моделирования [31, 33, 39–41, 43]. Проводятся измерения подъема и оседания свободной поверхности, вызванных проникновением низковязкого, плавучего плюма к основанию модельной литосферы [39].

В численных моделях взаимодействия головы плюма с континентальной литосферой вводится расслоенная литосфера со сложной реологией [29, 40]. При этом плюм представляется как восходящий конвективный поток нагретого материала, без определения тепловой мощности источника плюма на границе ядро–мантия [29, 34, 40, 42, 45].

Расплав в канале плюма имеет более высокую температуру, чем окружающий массив. Поэтому под кровлей плюма, не вышедшего на дневную поверхность, создается сверхлитостатическое давление ΔP. Оно имеет величину $\Delta P = 2.8 \cdot 10^8$ Па = = 2.8 кбар [5]. Под воздействием сверхлитостатического давления создается вертикально направленное течение в высоковязком массиве над кровлей плюма и образуется поднятие дневной поверхности над каналом плюма, не вышедшего на поверхность и остановившегося в литосфере или коре [5, 7].

В зависимости от глубины расположения кровли плюма, не вышедшего на поверхность, изменяется горизонтальный размер основания поднятия поверхности, образовавшегося над плюмом: с уменьшением глубины залегания кровли плюма уменьшается размер основания поднятия. Под воздействием семейств плюмов, не вышедших на поверхность, могут образовываться крупные поднятия (горные хребты и плато) [7].

В нашей модели, согласно которой семейства плюмов, не вышедших на поверхность, ответственны за образование поднятий, хребет Кавказ может представлять собой поднятие дневной поверхности над плюмами. Кровли плюмов расположены на глубине ~30 км, количество таких плюмов ~8–10 [5].

Угол между горизонтальной плоскостью и плоскостью, проведенной по склону поднятия, составляет ~4°. Согласно расчетам, общая протяженность поднятия, образованного группой плюмов, равна 1000–1200 км, максимальная высота поднятия составляет 4700 м, горизонтальный размер основной части склона поднятия ~70–80 км [5], эти значения близки к параметрам поднятия Кавказа [1, 28].

Вопросы взаимосвязи геологической структуры и рельефа всегда были одними из ключевых в исследованиях строения и геологической истории Кавказа.

При рассмотрении структуры и рельефа Кавказа Л.И. Маруашвили [9] отмечал, что на северном склоне Западного Кавказа между продольными депрессиями возвышаются три моноклинальных

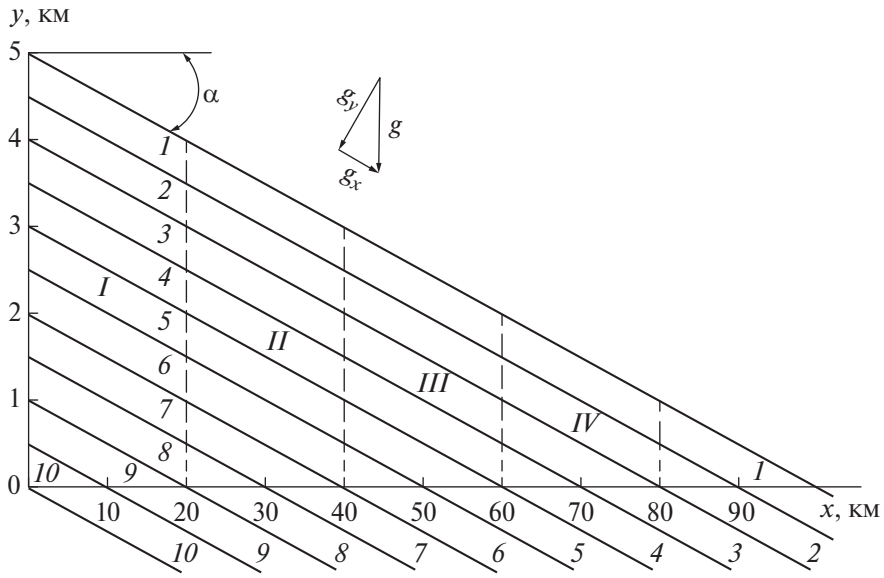


Рис. 1. Схема склона поднятия.

Обозначено: *1–10* – номера слоев, слагающих склон поднятия; *I–IV* – блоки склона поднятия

продольных хребта, причем эти хребты ассиметричны, имеют более крутой южный склон и полого снижаются к северу.

Для поднятия Кавказа характерно сложное распределение обстановок растяжения и сжатия во времени и пространстве [10, 13–15].

При выборе тектонической концепции для объяснения истории новейшего этапа необходимо учитывать широкое распространение структур, образование которых связано с продольным и поперечным растяжением мегасвода Большого Кавказа [13]. Согласно [10], северные склоны Западного Кавказа могут находиться в состоянии растяжения.

В настоящей статье представлены результаты теоретического и экспериментального моделирования движений на склонах поднятия, вызывающих образование хребтов, оси которых параллельны оси главного хребта.

Целью нашего исследования является определение природы сил, вызывающих движение, и условий образования хребтов на склонах поднятия, в которые входит определение:

– поля скорости движения высоковязкого склона поднятия в условиях горизонтального градиента давления;

– закономерности распределения вязкости на подошве склона поднятия при удалении от главного хребта поднятия, при котором наблюдается растяжение в склоне поднятия;

– условий образования блоковой системы в склоне поднятия;

– процессов заполнения свободного объема между блоками;

– изменения свободной поверхности поднятия во времени, приводящего к образованию структур по типу хребтов на склоне поднятия.

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЯ ВЯЗКОЙ ЖИДКОСТИ В СЛОЕ С НАКЛОННОЙ КРОВЛЕЙ В УСЛОВИЯХ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА ДАВЛЕНИЯ

Согласно модели [5, 7], поднятие над плюмом, не достигшим поверхности, образуется в результате гидродинамического воздействия сверхлитостатического давления на массив над кровлей плюма, остановившегося в литосфере. Горизонтальный размер основной части поднятия X_1 возрастает с увеличением глубины залегания кровли плюма Y по линейному закону: $X_1 = 2Y$.

Расчеты для глубины залегания кровли плюма $Y = 30$ км показывают, что горизонтальный размер основной части поднятия $X_1 = 63$ км для времени $t = 3–15$ млн лет, и тангенс угла склона поднятия $\mathrm{tg}\alpha = 0.075$ для наибольшей высоты поднятия поверхности над плюмом $h_{\max} = 4.7$ км [5].

Проанализируем геодинамические процессы в склоне поднятия, сформированного плюмом, рассматривая в качестве модели склона поднятия слой вязкой ньютоновской жидкости с наклонной верхней границей. Представлена схема поднятия в плоскости, нормальной к оси главного хребта (рис. 1).

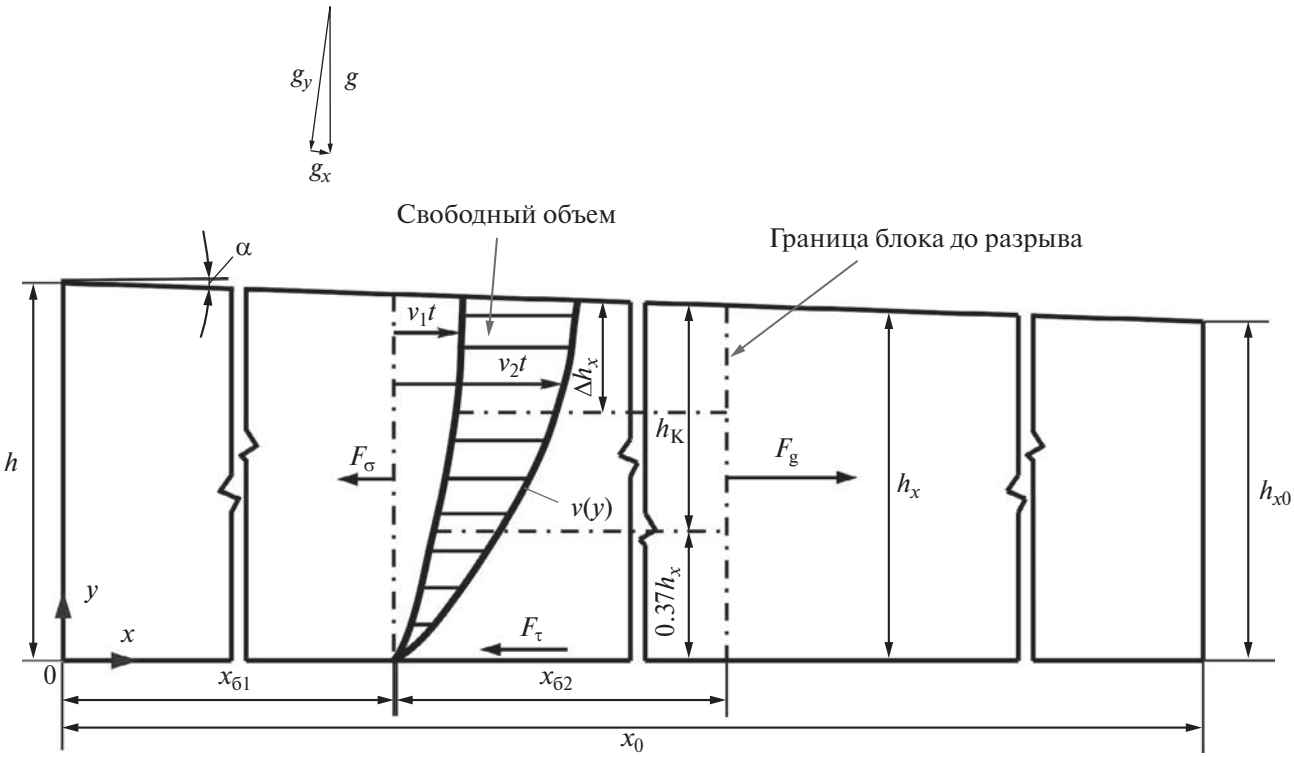


Рис. 2. Схема течения в склоне поднятия и силы, действующие на блок склона поднятия в период образования разрыва между блоками.

Обозначено: $x_{б1}$ и $x_{б2}$ – длина блоков; v_1t и v_2t – размеры свободного объема между блоками, образующегося за время t

Угол наклона свободной поверхности склона поднятия равен α. Вектор силы тяжести (g) есть сумма векторов: нормального к поверхности склона (g_y) и вдоль поверхности склона (g_x). По мере удаления от вертикальной плоскости, проходящей через главный хребет ($x = 0$), происходит уменьшение литостатического давления на основании поднятия ($y = 0$).

Таким образом, существует горизонтальный градиент давления в склоне поднятия. При наличии горизонтального градиента давления в высоковязком слое (склоне поднятия) создаются горизонтальные движения. Эти течения возникают при сколь угодно малом горизонтальном градиенте давления без порога устойчивости.

Согласно В.В. Белоусову [1], в задачи геотектоники входит определение закономерностей развития структурообразующих движений во времени и пространстве. Обратимся к закономерностям развития структурообразующих движений в склоне поднятия, которые определяются гравитационными силами в слое поднятия с наклонной верхней (свободной) границей в условиях горизонтального градиента давления.

Рассмотрим течение, создающееся в вязкой среде при постоянном угле наклона свободной поверхности слоя (склона поднятия) $\alpha = \text{const}$ (см. рис. 1, рис. 2), где

$$\alpha = \text{arctg}\left[\left(h - h_{x0}\right)/x_0\right],\ \text{tg}\alpha = \left(h - h_{x0}\right)/x_0, \quad (1)$$

где h – толщина слоя при $x = 0$, h_{x0} – толщина слоя при значении горизонтальной координаты $x = x_0$ (см. рис. 2).

Толщина слоя h_x уменьшается по мере удаления x от его торца, имеющего координату $x = 0$:

$$h_x = h - \left[x\left(h - h_{x0}\right)/x_0\right]. \quad (2)$$

Литостатическое давление в слое

$$P(x, y) = \rho g\left(h_x - y\right), \quad (3)$$

где ρ – плотность вещества слоя, g – гравитационное ускорение, y – вертикальная координата. Давление на основании слоя (при $y = 0$): $P_0 = \rho g h_x$.

Согласно соотношениям (2) и (3), горизонтальный градиент давления в слое при $y = 0$ равен:

$$dP(x, 0)/dx = -\rho g\left(h - h_{x0}\right)/x_0. \quad (4)$$

В области $0 \leqslant y \leqslant h - h_{x0}$ горизонтальный градиент давления dP/dx имеет постоянное значение. При $y > h - h_{x0}$ величина горизонтального градиента давления изменяется от $\rho g(h - h_{x0})/x_0$ до значений, близких к нулю. У свободной поверхности

слоя в качестве первого приближения примем величину градиента давления в слое $dP/dx = \text{const}$ для малого угла наклона свободной поверхности.

При малом угле наклона $\alpha = \text{const}$ свободной верхней границы слоя в первом приближении можно принять, что профиль скорости течения в слое автомоделен для различных x.

При больших значениях динамической вязкости η и при малых скоростях течения v, и, следовательно, при малых значениях критерия Рейнольдса $\text{Re} = \rho v h/\eta$ (при так называемом ползущем течении) можно пренебречь инерционными членами в уравнении движения [27].

Тогда уравнение движения имеет вид:

$$\eta(d^2v/dy^2) = dP/dx, \tag{5}$$

где динамическая вязкость η имеет размерность (Н · с)/м^2. Граничные условия к уравнению (5):

$$\begin{aligned} v &= 0 \text{ при } y = 0; \\ dv/dy &= 0 \text{ при } y = h_x. \end{aligned} \tag{6}$$

С учетом соотношения (4) решение уравнения (5) с граничными условиями (6) имеет вид:

$$\frac{dv}{dy} = \frac{\rho g(h - h_{x_0})}{\eta x_0}(h_x - y), \tag{7}$$

$$v = \frac{\rho g(h - h_{x_0})}{\eta x_0}\left(h_x y - \frac{y^2}{2}\right). \tag{8}$$

Максимальное значение скорости течения $v_{\max}$ достигается при $y = h_x$:

$$v_{\max} = \frac{\rho g(h - h_{x0})h_x^2}{2\eta x_0}. \tag{9}$$

Учитывая равенство (9), представим соотношение (8) в безразмерных значениях скорости $\bar{v} = v/v_{\max}$ и координаты $\bar{y} = y/h_x$:

$$\bar{v} = 2\bar{y} - \bar{y}^2. \tag{10}$$

Значение безразмерной скорости $\bar{v}$, усредненное по $\bar{y}$:

$$\bar{v}_{\text{ср}} = \frac{1}{\bar{y}}\int_0^1 \bar{v}d\bar{y} = 2/3.$$

Тогда с учетом соотношения (9) среднее значение скорости течения по толщине слоя h_x равно:

$$v_{\text{ср}} = (2/3)v_{\max} = \rho g(h - h_{x_0})h_x^2/3\eta x_0. \tag{11}$$

Касательное напряжение (напряжение трения) на подошве слоя при $y = 0$ равно:

$$\tau_0 = \eta(dv/dy)_{y=0}. \tag{12}$$

Используя соотношения (7) и (12), находим:

$$\tau_0 = \rho g(h - h_{x_0})h_x/x_0. \tag{13}$$

Для $\rho = 2900$ кг/м^3, $g = 9.8$ м/с^2, $h = 5 \cdot 10^3$ м, $h_{x0} = 10^3$ м, $h_x = 4.5 \cdot 10^3$ м и $x_0 = 8 \cdot 10^4$ м из соотношения (12) получаем $\tau_0 = 6.4 \cdot 10^6$ Н/м^2. Для $h_x = 1.5 \cdot 10^3$ м и при тех же самых значениях остальных параметров $\tau_0 = 2.13 \cdot 10^6$ Н/м^2.

ВЯЗКОЕ ТЕЧЕНИЕ В СКЛОНЕ ПОДНЯТИЯ

Как следует из соотношения (13), касательное напряжение τ_0 зависит от толщины слоя h_x, но не зависит от вязкости. Согласно соотношениям (8) и (9), при $\eta = \text{const}$ скорость течения уменьшается с уменьшением толщины слоя h_x. Таким образом, переходя к рассмотрению склона поднятия, следует отметить, что при постоянной динамической вязкости слоя (склона поднятия) скорость течения падает с удалением от оси главного хребта. В этом случае склон поднятия находится в условиях сжимающих напряжений, следствием которых являются надвиги и складки сжатия.

По данным Е.Е. Милановского [10], использовавшего геофизические данные о толщинах земной коры при рассмотрении образования и развития тектонических структур Кавказа, для северных склонов Кавказа может быть характерным значительное преобладание зон растяжения (рис. 3).

Е.Е. Милановский [10] относит зоны растяжения на северных склонах Кавказа к различным фазам позднеорогенной стадии или ко всей позднеорогенной стадии. Растягивающие напряжения в склоне поднятия могут существовать при увеличении скорости движения в слое (склоне) по мере удаления от оси главного хребта. Скорость течения может возрастать с уменьшением вязкости в слое по мере увеличения x, то есть по мере удаления от главного хребта, что следует из соотношений (8) и (9).

Оценим, при каких значениях коэффициента динамической вязкости η максимальная скорость $v_{\max}$ будет постоянной. Представим соотношение (2) в виде

$$h_x = h(1 - \varepsilon\bar{x}), \tag{14}$$

где безразмерная величина $\varepsilon = (h - h_{x0})/h$ и безразмерная координата $\bar{x} = x/x_0$.

Для Кавказа принимаем $h = 5 \cdot 10^3$ м, $x_0 = 8 \cdot 10^4$ м и $h_{x0} = 10^3$ м, и тогда $\varepsilon = 0.8$ и $h_x = h(1 - 0.8\bar{x})$. Согласно соотношению (9), максимальная скорость

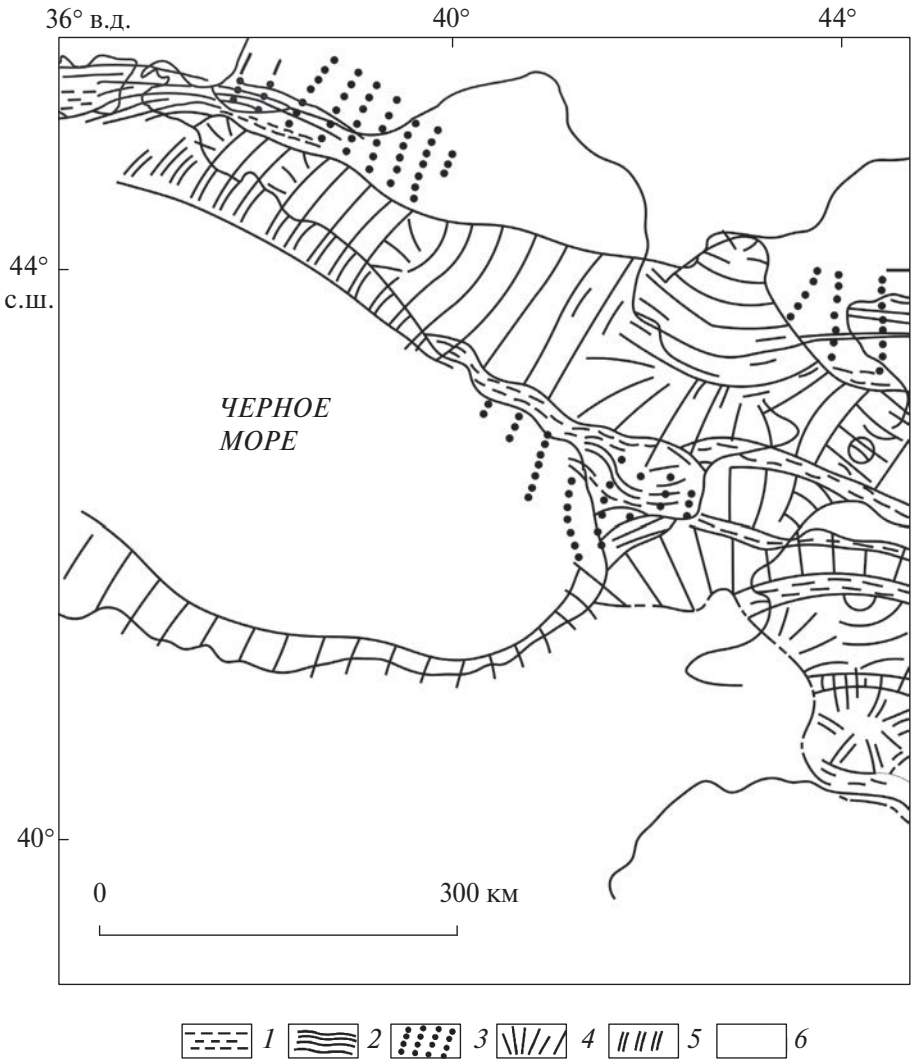


Рис. 3. Положение зон растяжения и сжатия в верхних горизонтах земной коры Западного Кавказа на позднеорогенной стадии (по данным [10], с изменениями).

1–2 – зоны сжатия в позднеорогенной стадии: *1* – первая фаза, *2* – вторая и третья фазы;

3–5 – зоны растяжения в позднеорогенной стадии (показана ориентация осей растягивающих напряжений): *3* – первая фаза, *4* – вторая и третья фазы; *5* – зоны особенно сильного растяжения во второй и третьей фазах;

6 – зоны отсутствия (или слабые проявления) растяжения и сжатия

течения для склона Кавказа v_{max} будет постоянной при

$$\eta = \eta_0 \left(1 - \varepsilon \bar{x}\right)^2, \qquad (15)$$

где η_0 – вязкость при $\bar{x}=0$.

Как следует из равенства (15), вязкость склона должна уменьшаться от значения η_0 на оси главного хребта (при $\bar{x}=0$) до величины $0.04\eta_0$ при $\bar{x}=1$ ($x=x_0$), т.е. вязкость склона должна уменьшаться в 25 раз. В этом случае скорость v_{max} будет постоянной.

Таким образом, для того, чтобы северный склон Кавказа находился в условиях растяжения, необходимо уменьшение вязкости η более чем в 25 раз по сравнению с вязкостью у подошвы склона главного хребта (при $\bar{x}=0$).

Рассмотрим возможные причины, вызывающие уменьшение вязкости склона поднятия по мере удаления от оси главного хребта. Поднятие возникает над кровлей термохимического плюма, не вышедшего на поверхность [7]. Склон поднятия представлен в виде слоистой структуры, которая была и до образования поднятия (см. рис. 1).

Толщина каждого слоя равна 500 м. Подошва каждого из слоев находится под литостатическим давлением $P_n=\rho g H_n$, где n – номер слоя ($n=1, 2, ..., 10$) и глубина залегания подошвы n-го слоя $H_n=5\cdot 10^2 n$ м.

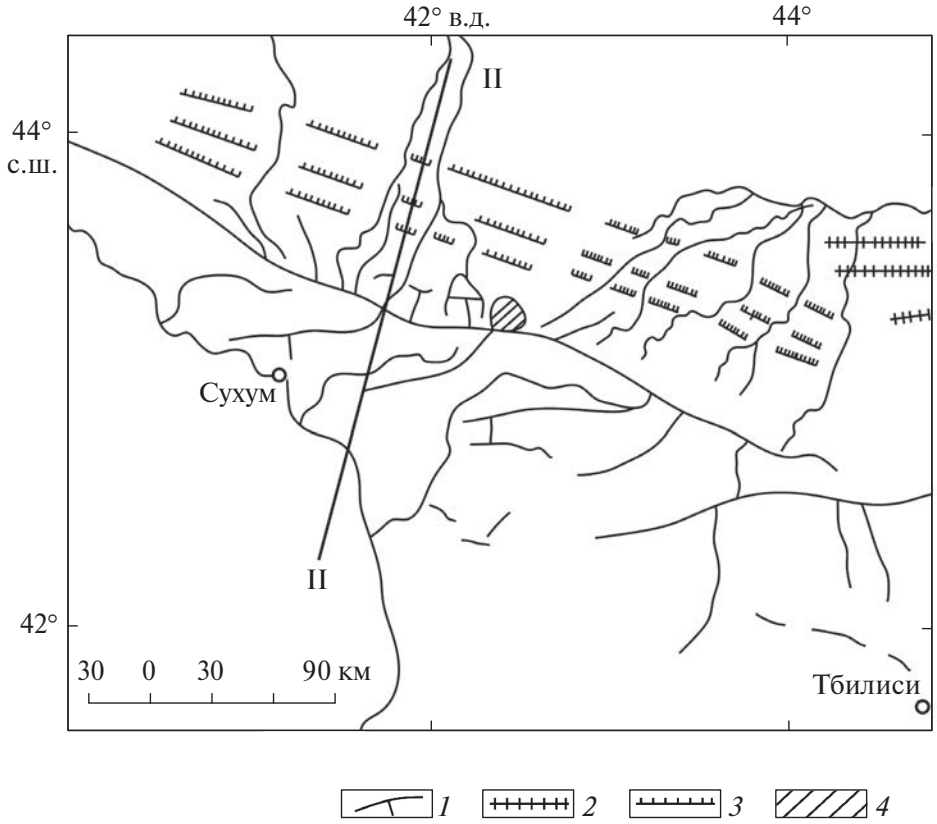


Рис. 4. Положение хребтов северо-западного склона поднятия Кавказа (по данным [9], с изменениями). Линия разреза по *II–II* (с использованием данных [23]). Разрез по линии *II–II* приведен на рис. 9.
1 – главнейшие хребты эпейрогенно-эрозионного происхождения, не находящиеся в правильной связи со складками;
2–3 – хребты: *2* – антиклинальные, *3* – моноклинальные;
4 – вулканические сооружения четвертичного возраста

Давление на подошве каждого слоя постоянное, поэтому для $n=1$ (самого верхнего слоя) литостатическое давление на подошве $P_1=5\cdot10^2\rho g$, для $n=10$ (самого нижнего слоя) имеем $P_{10}=5\cdot10^3\rho g$, т.е. $P_{10}=10P_1$.

При удельном геотермальном тепловом потоке $q=0.055$ Вт/м^2 перепад температуры между слоями с номерами $n=1$ и 10 будет $\Delta T=qH_9/\lambda=82.5$°C для величины $H_9=45\cdot10^2$ м и коэффициента теплопроводности $\lambda=3$ Вт/м·°C.

Таким образом, на подошве слоя с номером $n=10$ литостатическое давление $P_{10}=10P_1$, температура слоя с номером $n=10$ отличается на $\Delta T=82.5$°C от температуры слоя с номером $n=1$. Такой уровень изменения температуры не может вызвать большого изменения вязкости в слоях $n=1$ и $n=10$.

Вероятно, причиной изменения вязкости слоев является давление, которое, как показано выше, между слоями *1* и *10* отличается на порядок. Слой, находящийся под большим давлением, уплотняется и структурно изменяется и по этой причине увеличивается вязкость. Кроме того, вязкость слоев может изменяться из-за различных химического состава и структуры пород слоев.

На северном склоне западного Кавказа, помимо главного хребта, существует система трех моноклинальных хребтов, оси которых параллельны главному хребту. Оси этих хребтов – Скалистого, Пастбищного и Лесистого – расположены соответственно в среднем на расстоянии 40, 52 и 70 км от оси главного хребта [9] (рис. 4).

Образование таких хребтов указывает на разрыв течения склона поднятия. В рассматриваемом случае разрывы течения разделяют склоны поднятия главного хребта на четыре блока с образованием трех указанных хребтов. Модельный склон поднятия условно разделен на четыре равных по длине блока (*I–IV*) (см. рис. 1).

Каждый блок имеет основанием поднятия слои со своими номерами (см. рис. 1):
– *I* – $n=10$ и $n=9$;
– *II* – $n=8$ и $n=7$;
– *III* – $n=6$ и $n=5$;
– *V* – $n=4$ и $n=3$.

Показан профиль скорости течения в склоне поднятия $v(y)$, определенный по соотношению (8) (см. рис. 2). Наибольший градиент скорости dv/dy существует вблизи основания склона (при $y=0$). Поэтому наибольшее влияние на величину скорости течения оказывает коэффициент динамической вязкости η при $y=0$.

Северные склоны поднятия Кавказа могут находиться в состоянии растяжения [10]. Как указывалось ранее, для реализации этого состояния скорость течения в склоне поднятия должна возрастать по мере удаления от главного хребта, что возможно с уменьшением вязкости по мере увеличения горизонтальной координаты x согласно соотношениям (8) и (9). Величина уменьшения вязкости должна соответствовать условиям растяжения в склоне поднятия.

Для блока *I* скорость течения в основном зависит от величины вязкости слоев $n=9$ и $n=10$, являющихся его основанием и находящихся при наибольшем давлении по сравнению со слоями $n=3$ и $n=4$, лежащих в основании блока *IV* (см. рис. 1).

Разломы на склонах поднятия указывают на вязкоупругие реологические свойства склона поднятия. Рассмотрим влияние вязких и упругих свойств среды на движение в склоне поднятия. В случае деформации сдвига, вызванной касательным напряжением τ_y, для упругого состояния характерна линейная зависимость указанного касательного напряжения от относительной деформации $d\xi/dy$:

$$\tau_y = \mu\left(d\xi/dy\right), \tag{16}$$

где μ – модуль сдвига (Н/м^2), ξ – смещение в направлении оси x. Это закон Гука для упругого тела.

В случае линейной упругости (при растяжении) связь между нормальными напряжениями σ и относительным удлинением $d\xi/dx$ в направлении силы имеет вид

$$\sigma = E\left(d\xi/dx\right), \tag{17}$$

где E – модуль Юнга, ξ – линейная деформация.

Для вязкой (ньютоновской) жидкости характерна зависимость касательного напряжения $\tau_в$ от скорости деформации:

$$\tau_в = \eta\left(dv/dy\right), \tag{18}$$

где скорость деформации $v = d\xi/dt$, t – время. Это закон Ньютона для вязкой жидкости.

На склоне поднятия при наличии горизонтального градиента давления вязкие деформации не имеют порога устойчивости, то есть проявляются при сколь угодно малых и сколь угодно больших градиентах давления. Упругие же деформации имеют порог устойчивости. Если величина напряжения превышает предел прочности (критическое нормальное напряжение $\sigma_{кр}$, критическое касательное напряжение $\tau_{y,кр}$), то тело разрушается. Нарушается сплошность среды, что выражается в образовании разрыва или разлома (в зависимости от вида деформации).

При наличии сил, действующих на вязкоупругое тело, при возрастании вязкой деформации будет увеличиваться и упругая деформация до ее предельного значения, до образования разрыва или разлома. Возникает блоковая структура, разделенная нарушениями сплошности массива. Итак, наличие порога устойчивости при упругой деформации и отсутствие порога устойчивости при вязкой деформации являются причинами образования блоковой структуры в процессе движения вязкоупругого массива.

Движение склона поднятия происходит под действием горизонтального градиента давления, возникающего при уменьшении высоты склона по мере удаления от главного хребта и уменьшении вязкости от η_0 при $\bar{x}=0$ до $\eta<0.04\eta_0$ при $\bar{x}=1$.

При слоистости поднятия основание каждого блока представляют слои, различающиеся по вязкости. Средняя скорость течения каждого блока различная, увеличивающаяся по мере удаления блока от главного хребта. Упругие свойства разрыва будут проявляться по границам блоков.

На северном склоне Кавказа в его западном крыле имеется главный хребет и три хребта, протягивающиеся параллельно ему (см. рис. 4). Поэтому будем рассматривать структуру склона поднятия, состоящего из четырех блоков, принимая средний горизонтальный размер блока $x_б = 2\cdot10^4$ м (20 км) (см. рис. 1). Рассмотрим условия, при которых происходит разрыв между блоками склона поднятия.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВА МЕЖДУ БЛОКАМИ СКЛОНА ПОДНЯТИЯ

Представлена схема блока, находящегося в условиях растяжения, с действующими на него силами в период образования разрыва (см. рис. 2). На блок склона поднятия в период образования разрыва действуют следующие силы. На левую границу блока действует сила упругой деформации разрыва F_σ, сдерживающая движение блока,

$$F_\sigma = h_x \sigma_{кр}, \quad (19)$$

где $\sigma_{кр}$ – критическое значение нормального напряжения, которое принимаем равным $\sigma_{кр} = 6 \cdot 10^6$ Н/м^2 [3]. Величина силы F_σ уменьшается с уменьшением высоты склона от $h_x = 5 \cdot 10^3$ м на оси главного хребта до $h_x = 1.5 \cdot 10^3$ м. Уменьшение высоты h_x происходит в соответствии с соотношением (2).

Гравитационную (движущую) силу обозначим как F_g (см. рис. 2).

С учетом соотношения (13) эта сила $F_g = (dP/dx)h_x x_б = \tau_0 x_б$, где горизонтальный градиент давления dP/dx определяется согласно соотношению (4). Касательное напряжение на подошве блока τ_0 зависит от высоты h_x и, согласно вышеприведенным оценкам с использованием соотношения (13), уменьшается от $\tau_0 = 6.4 \cdot 10^6$ до $\tau_0 = 2.13 \cdot 10^6$ Н/м^2 с увеличением координаты x. Напряжения $\sigma_{кр}$ и τ_0 соизмеримы по величине. Используя соотношения (9) и (13), представим силу F_g в следующем виде:

$$F_g = \tau_0 x_б = 2 v_{max} \eta x_б / h_x. \quad (20)$$

При наличии силы упругой деформации F_σ, сдерживающей движение, профиль скорости по толщине склона подобен профилю скорости при отсутствии F_σ, и касательное напряжение на подошве блока при образовании разрыва слоя (склона) $\tau_1 = 2 v_{max1} \eta / h_x$, где v_{max1} – скорость движения, при которой происходит разрыв слоя (склона) и образование границы между его блоками.

В этом случае сила трения на подошве блока $F_\tau = \tau_1 x_б$ (см. рис. 2) определяется из соотношения:

$$F_\tau = 2 v_{max1} \eta x_б / h_x, \quad (21)$$

В соотношениях (19)–(21) F_σ, F_g и F_τ – это силы, приложенные на один погонный метр вдоль хребта, т.е., их размерность – Н/м.

Разрыв между блоками произойдет при выполнении равенства $F_\sigma = F_g - F_\tau$. Учитывая в этом равенстве соотношения (19)–(21), получаем:

$$\sigma_{кр} h_x / 2\eta \bar{x}_б = v_{max} - v_{max1}, \quad (22)$$

где $\bar{x}_б = x_б / h_x$ – безразмерная длина блока.

Член в левой части равенства (22) имеет размерность скорости, поэтому обозначим его как

$$v_\sigma = \sigma_{кр} h_x / 2\eta \bar{x}_б. \quad (23)$$

Максимальная скорость течения v_{max}, которая входит в правую часть равенства (22), определяется из соотношения (9). Тогда скорость v_{max1}, при

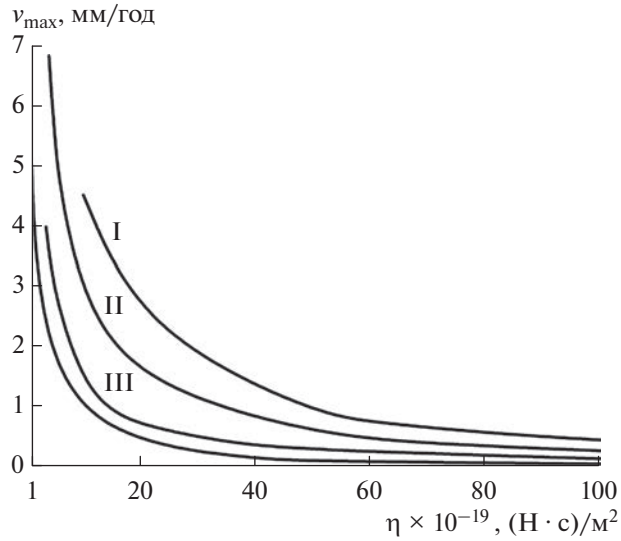


Рис. 5. Зависимость максимальной скорости течения для блоков *I–IV* от вязкости.

которой происходит разрыв слоя и образование границы между блоками, определяется из равенства (22).

Величина вязкости блоков нам неизвестна. При этом известны расстояния между хребтами для склонов Кавказа [9, 23]. Например, известны расстояния между осью Главного хребта и осями хребтов, протягивающихся параллельно ему, для северного склона западного крыла Кавказа [9] (см. рис. 4).

Расчеты скорости течения модельного склона поднятия проводились для начальной длины блоков этого склона $x_б = 2 \cdot 10^4$ м.

Представлены скорости течения v_{max} для блоков склона поднятия *I–IV*, рассчитанные по соотношению (9) в зависимости от динамической вязкости η, лежащей в интервале от 10^{19} до 10^{21} (Н·с)/м^2 (см. рис. 1, рис. 5).

Расчеты показали, что при $\eta < 10^{19}$ (Н·с)/м^2 величина скорости v_{max} может быть значительно больше возможных значений для склона поднятия, которые могут быть оценены на основании расстояний между Главным хребтом и параллельными ему хребтами склонов поднятия и оценок возраста для Кавказа [1].

Напротив, при $\eta > 10^{21}$ (Н·с)/м^2 максимальная скорость достаточно мала ($v_{max} < 0.3$ мм/год). Наиболее вероятные значения вязкости на подошве склона поднятия, отвечающие возможным значениям скорости для него, могут составлять $\eta = 2 \cdot 10^{19} – 8 \cdot 10^{20}$ (Н·с)/м^2.

Длина блоков в многом определяется разностью их скоростей Δv_{max}, которая, в свою очередь,

зависит от величины изменения динамической вязкости блоков η. При горизонтальном размере блоков $x_б = 2 \cdot 10^4$ м (20 км) и разности их скоростей порядка 1 мм/год были приняты следующие значения динамической вязкости для блоков:

$$-I - \eta_I = 10^{21} (Н \cdot с)/м^2;$$
$$-II - \eta_{II} = 1.2 \cdot 10^{20} (Н \cdot с)/м^2;$$
$$-III - \eta_{III} = 4 \cdot 10^{19} (Н \cdot с)/м^2;$$
$$-IV - \eta_{IV} = 1.2 \cdot 10^{19} (Н \cdot с)/м^2.$$

Принимаем следующие значения параметров: $\rho = 2900$ кг/м^3, $\sigma_{кр} = 6 \cdot 10^6$ Н/м^2, $g = 9.8$ м/с^2, $x_б = 2 \cdot 10^4$ м $h = 5 \cdot 10^3$ м, $h_{x0} = 10^3$ м, $h_x = 4.5 \cdot 10^3$ м, и $x_0 = 8 \cdot 10^4$ м. Для этих значений, используя соотношения (9) и (23), получаем величину отношения характерной скорости v_σ и максимальной скорости течения $v_\sigma / v_{max} = 0.21$. Тогда, исходя из соотношения (19), скорость образования разрыва между блоками $v_{max1} = v_{max} - v_\sigma = 0.79 v_{max}$.

Оценивая величину силы упругой деформации F_σ и гравитационной (движущей) силы F_g с использованием соотношений (19) и (20), для вышеуказанных значений параметров склона и значений динамической вязкости блоков получаем, что в период образования разрыва сила упругой деформации F_σ составляет 21% от движущей силы F_g. Отношение двух этих сил, действующих на блоки, $F_g / F_\sigma = 4.7$.

Как указано выше, длина блоков $x_б$ зависит от разности скоростей между блоками, то есть от величины средней вязкости для различных блоков. Расстояние между блоками изменяется в зависимости от времени раздвижения блоков, как будет выяснено ниже.

Рассмотрим процессы раздвижения границ блоков и заполнения образовавшегося свободного (воздушного) объема с использованием модели вязкой ньютоновской жидкости для склона поднятия. Уравнение движения высоковязкой жидкости в приближениях нашей задачи – это линейное дифференциальное уравнение второго порядка, и поэтому процессы расхождения блоков и заполнения возникающего свободного объема между блоками будем рассматривать как сумму решений.

При разрыве между блоками возникают свободные вертикальные границы блоков. Вследствие различия скоростей блоков происходит увеличение образующегося свободного объема между границами блоков (см. рис. 2).

Свободные вертикальные границы блоков находятся в условиях больших разностей плотностей $\rho - \rho_в$, где ρ – средняя плотность блока, $\rho_в$ – плотность воздуха. Под действием гравитационных сил, вызванных разностью плотностей $\Delta\rho = \rho - \rho_в$, на свободной границе разрыва возникает движение. Происходит процесс заполнения образовавшегося объема между блоками.

Этот процесс в геологических условиях происходит при малых значениях критерия Рейнольдса, характеризующего гидродинамический режим потока жидкости, $Re = vh/\nu \sim 10^{-24} - 10^{-23}$, где v – скорость течения, $\nu = \eta/\rho$ – кинематическая вязкость жидкости. Течения вязкой жидкости при малых числах Рейнольдса называются ползущими течениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ВЕЩЕСТВА СКЛОНА ПОДНЯТИЯ ПОСЛЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВА

Течение высоковязкой жидкости при образовании вертикальной свободной поверхности (вертикальной границы блока), исследовали с использованием метода лабораторного моделирования. Экспериментально исследовалось истечение вязкой жидкости из прозрачного прямоугольного сосуда объемом $50 \times 70 \times 80$ мм^3. Открытая сторона сосуда имела площадь 50×70 мм^2.

Рабочей вязкой жидкостью служил мед, декристаллизованный при 100°С. Вязкость меда определялась с помощью падающего в нем стального шарика. Значение динамической вязкости прозрачного жидкого гомогенного меда при температуре $T = 0.5$°С равно $\eta = 4.58 \cdot 10^3$ (Н·с)/м^2, при $T = 5$°С – $\eta = 4.062 \cdot 10^3$ (Н·с)/м^2.

Критерием подобия, характеризующим гидродинамический режим потока в экспериментах, служит критерий Рейнольдса $Re = v_{ср} h/\nu$, где $\nu = \eta/\rho$ – кинематическая вязкость жидкости, ρ – ее плотность. Эксперименты были выполнены при $Re \approx 10^{-6}$, т.е., при малых числах Рейнольдса. Таким образом, приближение ползущего течения, принятое в теоретическом анализе, справедливо.

Следует отметить, что в теоретическом и лабораторном моделировании исследуются течения в склоне поднятия, организующиеся под действием гравитационной силы, и не требуется дополнительного воздействия внешних (сторонних) сил для создания таких течений. Само поднятие поверхности формируется вследствие воздействия сверхлитостатического давления на кровлю плюма, не вышедшего на поверхность.

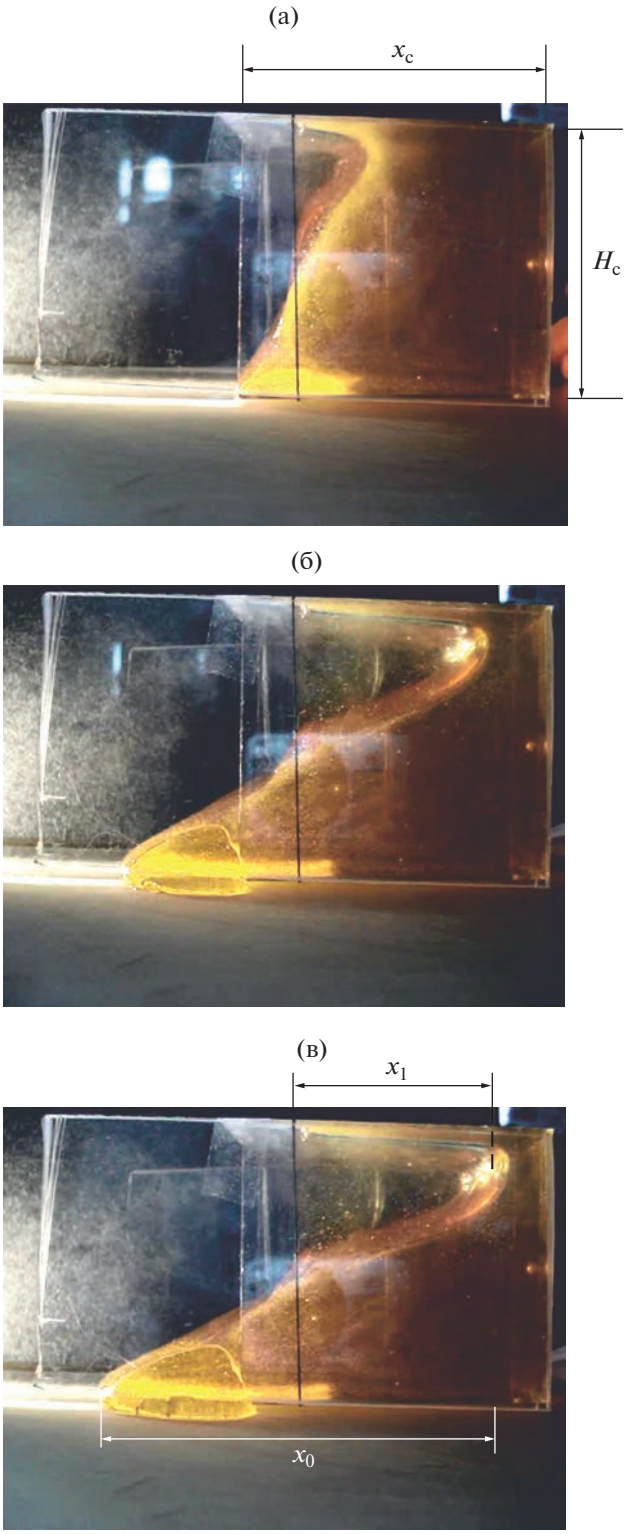


Рис. 6. Истечение вязкой жидкости из прямоугольного сосуда.

(а) – t = 26 с; (б) – t = 94 с; (в) – t = 111 с.
Фотографии течения представлены для различных моментов времени t. В момент времени t = 0 свободная поверхность жидкости была приведена в вертикальное положение.
Высота сосуда H_c = 70 мм, длина сосуда x_c = 80 мм.

Для истечения из сосуда создавали свободную вертикальную поверхность вязкой жидкости, находящейся в нем. Сосуд с горизонтальной свободной поверхностью площадью 50×70 мм^2, практически мгновенно переводился в положение, в котором свободная поверхность жидкости становилась вертикальной. Соответственно, свободная вертикальная поверхность вязкой жидкости имела начальную высоту (начальный вертикальный размер) H_c = 70 мм.

В условиях разности плотностей $\rho - \rho_в$ (ρ – плотность вязкой жидкости (меда), $\rho_в$ – плотность воздуха) свободная вертикальная поверхность жидкости сразу (в течение времени ~1 с) приходила в движение и жидкость начинала вытекать из сосуда. Истечение вязкой жидкости из прямоугольного сосуда фиксировалось во времени с использованием видеосъемки. Видеофильмы были сняты при различных значениях температуры вязкой жидкости. Истечение жидкости из сосуда происходило на горизонтальную поверхность, являющуюся продолжением подошвы слоя жидкости в сосуде.

В экспериментах наблюдаются два режима истечения жидкости из сосуда (рис. 6):

– режим, когда толщина слоя жидкости постоянна (h_c=const) и горизонтальный размер слоя вытекающей жидкости x_0 увеличивается с течением времени;

– режим, когда толщина слоя жидкости уменьшается во времени и достигается горизонтальный размер $x_0 = 2x_1$, где x_1 –характерный горизонтальный размер, соизмеримый с длиной сосуда.

Представлены фотографии свободной поверхности жидкости в вертикальной плоскости в первый период истечения, отвечающий режиму постоянной толщины слоя жидкости (см. рис. 6а, б).

Представлена фотография свободной поверхности жидкости, когда толщина слоя жидкости уменьшилась и достигнуто значение $x_0 = 2x_1$ (см. рис. 6в).

Представлена зависимость относительной высоты положения свободной поверхности жидкости y/H_c от относительной горизонтальной координаты x/x_0 (рис. 7).

Эта зависимость получена с использованием фотографий положения свободной поверхности жидкости, вытекающей из прямоугольного сосуда. Рисунок 7 представляет собой результат обработки многочисленных снимков, взятых из видеофильмов, снятых при различных температурах жидкости и различных высотах h_c.

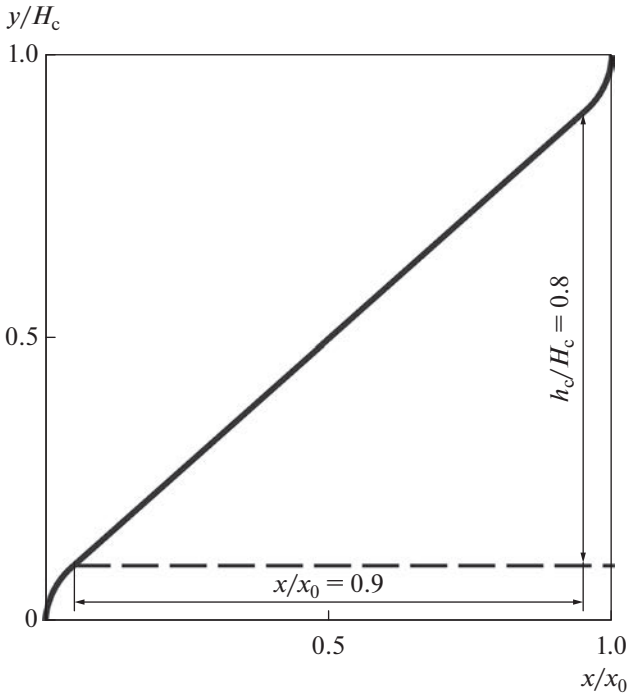


Рис. 7. Зависимость относительной высоты положения свободной поверхности y/H_c от относительной горизонтальной координаты x/x_0 при истечении жидкости из прямоугольного сосуда.

Как видно из рис. 7, существует линейная зависимость относительной вертикальной координаты y/H_c от относительной горизонтальной координаты x/x_0. Тогда, согласно соотношению (4), полученному для течения при постоянном угле наклона свободной поверхности жидкости, горизонтальный градиент давления на подошве слоя жидкости (при $y = 0$) постоянный:

$$dP(x,0)/dx = -\rho gh/x_0. \quad (24)$$

Поскольку в нашем случае $h_{x0} = 0$ (см. рис. 6), то слой, в котором dP/dx = const отсутствует, и горизонтальный градиент давления уменьшается линейно от y от значения $(dP/dx)_{y=0}$ на подошве слоя до нуля на свободной поверхности. Поэтому в первом приближении распределение скорости течения по толщине такого клинообразного слоя жидкости h_c будем определять с использованием среднего значения горизонтального градиента давления:

$$dP/dx = -\rho gh_c/2x_0. \quad (25)$$

Объем жидкости, истекающей из сосуда, равен образовавшемуся свободному объему в сосуде. Другими словами, объем жидкости, истекшей из сосуда, равен объему жидкости, протекающей в слое в сечении $x/x_0 = 0.5$ ($x = x_0/2$) (см. рис. 7).

В сечении $x = x_0/2$ толщина слоя $h_x = h_c/2$. В рассматриваемом случае истечения жидкости из сосуда $h_{x0} = 0$, тогда $h_c - h_{x0} = h_c$, и горизонтальный градиент давления определяется соотношением (25). Учитывая, что $h_x = h_c/2$ и $h_{x0} = 0$, из соотношения (11) определяем среднее значение скорости течения жидкости в сечении $x = x_0/2$:

$$v_{\text{ср},0.5} = \rho gh_c^3/24\eta x_0. \quad (26)$$

В первом периоде истечения жидкости из прямоугольного сосуда имеем $h = h_c = \text{const}$, и горизонтальный размер для жидкости, истекающей из сосуда, увеличивается за время t_1 от начального значения $x_0 = x_{0\text{н}}$ до конечного значения $x_0 = x_{0\text{к}} = 2x_1$. Найдем среднюю скорость истечения жидкости $v_{\text{ср}}$ при изменении горизонтального размера x_0. Представим в безразмерном виде: $X_0 = x_0/h_c$. Для первого периода истечения имеем $X_{0\text{н}} = x_{0\text{н}}/h_c$. С учетом этих равенств, используя соотношение (26), определяем среднюю скорость течения $v_{\text{ср}}$ в зависимости от x_0:

$$v_{\text{ср}} = \frac{1}{x_0}\int_{x_{0\text{н}}}^{x_0} v_{\text{ср},0.5}dx = \frac{\rho gh_c^2\left(\ln X_0 - \ln X_{0\text{н}}\right)}{24\eta X_0}. \quad (27)$$

Конечное значение для первого периода истечения $X_{0\text{к}} = 2x_1/h_c$. Зависимость y/H_c от x/x_0 (см. рис. 7) справедлива, по нашим оценкам, при $x_{0\text{н}}/h_c > 0.15$, т.е. при $\ln X_{0\text{н}} = -1.9$.

Поэтому соотношение (27) можно записать в виде

$$v_{\text{ср}} = \frac{\rho gh_c^2\left(\ln X_{0\text{к}} + 1.9\right)}{24\eta X_{0\text{к}}}. \quad (28)$$

В первом периоде истечения количество жидкости, протекающей в сечении $x = x_0/2$ и $h_x = h_c/2$ за время t_1, будет равно $v_{\text{ср}}(h_c/2)t_1$. Это количество равно количеству жидкости, вытекшей из сосуда, которое составляет $(x_1/2)(h_c/2)$.

Таким образом, исходя из равенства вышеуказанных количеств жидкости, получаем время истечения жидкости в первом периоде

$$t_1 = x_1/2v_{\text{ср}}. \quad (29)$$

В эксперименте время, за которое длина слоя жидкости, вытекающей из прямоугольного сосуда x_0, увеличилась до значения $x_0 = 2x_1$, составляет $t_1 = 110$ с. Значения параметров, при которых проводились экспериментальные исследования течения в первом периоде: $h_c = 50$ мм, $x_1 = 65$ мм и $\eta = 4.58 \cdot 10^3$ (Н·с)/м^2.

Согласно соотношениям (28) и (29), время истечения жидкости из сосуда в первом периоде составляет $t_1 = 95$ с для указанных значений параметров и плотности жидкости (меда) $\rho = 1400$ кг/м^3. Наблюдается удовлетворительное соответствие экспериментально полученного и вычисленного по (28) и (29) значений t_1. Это указывает на достоверность принятого нами теоретического метода решения задачи.

Перейдем от результатов экспериментального исследования истечения вязкой жидкости из прямоугольного сосуда к рассмотрению движений в склоне поднятия. Сначала оценим для склона поднятия время первого периода t_1 после образования разрыва поднятия и свободного объема между блоками. Как следует из лабораторного моделирования, в первом периоде высота слоя практически постоянна, и протяженность слоя x_0 возрастает во времени.

Для значений параметров склона поднятия $h = 3 \cdot 10^3$ м, $x_{0к} = 3 \cdot 10^3$ м, $\eta = 10^{20}$ (Н·с)/м^2 и $\rho = 2900$ кг/м^3, согласно соотношениям (28) и (29) получаем, что t_1 = 235 тыс. лет. Время t_1 увеличивается с возрастанием вязкости η. Например, для значения $\eta = 5 \cdot 10^{20}$ (Н·с)/м^2, также входящего в определенный выше интервал наиболее вероятных значений вязкости, t_1 = 1.18 млн лет.

Из соотношения (28) следует, что для вышеуказанных параметров средняя скорость течения $v_{ср} = 1.3$–6.4 мм/год для $\eta = 10^{20}$–$5 \cdot 10^{20}$ (Н·с)/м^2. Тогда для кинематической вязкости $\nu = \eta/\rho = 3.4 \cdot 10^{16}$–$1.7 \cdot 10^{17}$ м^2/с получаем значения числа Рейнольдса для вязкого течения в области раздвигания блоков: $\mathrm{Re} = v_{ср}h/\nu = 7.1 \cdot 10^{-25}$–$1.8 \cdot 10^{-23}$, т.е. в этой области имеет место ползущее течение.

Как показывают вышеприведенные оценки, время t_1 значительно меньше времени существования склона поднятия $t_{ск}$ ~ 10 млн лет [1]. Поэтому второй период после образования разрыва наиболее длительный ($t_2 = t_{ск} - t_1$). Как следует из экспериментов, во втором периоде непрерывно изменяется высота слоя h и слабо меняется его длина x_0.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ РАЗДВИГАНИИ БЛОКОВ СКЛОНА ПОДНЯТИЯ

Рассмотрим процессы, протекающие в области раздвигания блоков, и заполнение свободного пространства между блоками высоковязким материалом склона во втором периоде. Течение в склоне поднятия в течение этого периода проанализируем на основе представленной гидродинамической модели истечения вязкой жидкости из прямоугольного сосуда.

В экспериментах во втором периоде истечения вязкой жидкости из прямоугольного сосуда непрерывно изменяется высота слоя жидкости и мало изменяется его длина. Для определения средней скорости течения во втором периоде будем использовать соотношение (11). В первом приближении примем величину $h - h_{x0} \approx h$, и среднее значение скорости течения обозначим как V. Используя соотношение (11), запишем:

$$V = \rho g h^3/3\eta x_{02}, \tag{30}$$

где x_{02} – горизонтальный размер слоя жидкости для второго периода истечения.

Средняя величина скорости течения при изменении толщины слоя от h до нуля:

$$V_{ср} = \frac{1}{h}\int_0^h V dy = \rho g h^3/(12\eta x_{02}). \tag{31}$$

Из соотношений (30) и (31) следует, что при значении $h_к = (1/4)^{1/3}h = 0.63h$ скорость $V = V_{ср}$, то есть при толщине слоя (высоте склона) $h_к = 0.63h$ может быть заполнено образующееся свободное пространство в месте разлома, объем этого пространства равен объему поступающей в него высоковязкой среды (породы склона). Понижение свободной поверхности склона, создающееся в области расхождения блоков, составляет величину $\Delta h_x = h_x - h_к = h_x - 0.63h_x$, т.е.

$$\Delta h_x = 0.37h_x. \tag{32}$$

Средняя скорость расхождения двух соседних блоков $\Delta v_{ср} = v_{ср2} - v_{ср1}$, где $v_{ср1}$ – средняя скорость течения для одного блока, $v_{ср2}$ – средняя скорость течения для другого блока. Получим отношение средней скорости расхождения блоков $\Delta v_{ср}$ и средней скорости заполнения свободного объема между этими блоками $V_{ср}$.

Используя соотношения (11) и (31) и принимая $h - h_{x0} = h$, получаем отношение вышеуказанных скоростей:

$$\Delta v_{ср}/V_{ср} = x_{02}/x_0, \tag{33}$$

где x_{02} – длина области опускания свободной поверхности между расходящимися блоками.

Для диапазона изменения $x_{02} = 5 \cdot 10^2 - 10^4$ м и значения $x_0 = 10^5$ м из соотношения (33) следует, что величина отношения $\Delta v_{ср}/V_{ср}$ изменяется от

$5 \cdot 10^{-3}$ до 10^{-1}. Таким образом, скорость заполнения свободного объема между блоками много больше скорости его образования ($V_{ср} \gg \Delta v_{ср}$).

Поэтому образование свободного объема является лимитирующим в процессах, происходящих при формировании хребтов в области расходящихся границ блоков.

Увеличение свободного объема W между расходящимися блоками за время t происходит со скоростью расхождения этих блоков $\Delta v_{ср}$:

$$W = \Delta v_{ср} h_x t. \quad (34)$$

Заполнение свободного объема происходит с двух сторон образовавшегося разлома. Согласно соотношению (32), в результате заполнения свободного объема происходит понижение свободной поверхности склона на величину Δh_x и возрастание во времени горизонтального размера области понижения поверхности на величину x_{02}. Как показывает вышеприведенная оценка величины отношения $\Delta v_{ср}/V_{ср}$, полученная с использованием равенства (33), заполнение свободного объема происходит при $\Delta v_{ср} \ll V_{ср}$.

За относительно малое (в геологическом масштабе) время достигается квазистационарный режим, когда скорость образования свободного объема и скорость его заполнения становятся равными, т.е. имеем равенство $W = W_2$, где $W_2 = x_{02}\Delta h_x$ – свободный объем в склоне поднятия, образовавшийся вследствие опускания свободной поверхности склона, объемы W и W_2 рассчитываются на погонный метр вдоль оси хребта.

Учитывая соотношения (32) и (34), из условия $W = W_2$ получаем:

$$x_{02} = 2.7\Delta v_{ср} t. \quad (35)$$

СТРУКТУРА И ПАРАМЕТРЫ СКЛОНА ПОДНЯТИЯ

Структура склона поднятия была построена по результатам расчетов (табл. 1, табл. 2).

Представлены параметры для блоков склона поднятия *I–IV* для различных сечений x (км) (см. табл. 1).

Значения динамической вязкости блоков η были приняты нами ранее (см. табл. 1, столбец 4). Были вычислены следующие параметры:

– высоты склона h_x – по соотношению (2);

– максимальные скорости течения v_{max} (см. табл. 1, столбцы 5 и 6) – по соотношению (9);

– средние скорости течения $v_{ср}$ – по соотношению (11);

– касательные напряжения τ_0 – по соотношению (13);

– сила упругой деформации F_σ – по соотношению (19);

– гравитационная (движущая) сила F_g – по соотношению (20);

– скорость v_σ – по соотношению (23);

– скорость v_{max1} – по соотношению (22).

С уменьшением динамической вязкости блоков возрастают максимальные и средние скорости течения по мере увеличения координаты x, или, другими словами, с удалением от осевой части главного хребта (см. табл. 1).

Возрастают также и скорость образования разрывов между блоками и характерная скорость v_σ. Величина силы упругой деформации F_σ уменьшается от $2.7 \cdot 10^{10}$ до $0.9 \cdot 10^{10}$ Н/м при уменьшении высоты склона поднятия h_x от 4.5 до 1.5 км.

Величина гравитационной (движущей) силы F_g уменьшается от $12.8 \cdot 10^{10}$ до $4.3 \cdot 10^{10}$ Н/м с убыванием вязкости от 10^{21} до $1.2 \cdot 10^{19}$ (Н·с)/м^2. Отношение движущей силы к силе упругой деформации $F_g/F_\sigma = 4.7$.

Представлены параметры в области разломов блоков, рассчитанные для трех сечений x (км) (см. табл. 2). Были определены следующие параметры:

– высоты склона h_x – по соотношению (2);

– наибольшие скорости течения v_{max} – по соотношению (9);

– величины $v_{max}t$ (км) (см. табл. 2, столбцы 4 и 5) для моментов времени t = 3 и 7 млн лет;

– средняя скорость расхождения блоков $\Delta v_{ср} = v_{ср2} - v_{ср1}$ – по соотношению (11);

– значения горизонтального размера области опускания поверхности склона x_{02} для времен $t = 1$, 3 и 7 млн лет (см. табл. 2, столбцы 7–9) – по соотношению (35);

– понижение поверхности склона Δh_x – по соотношению (32).

Разность средних скоростей блоков склона поднятия $\Delta v_{ср}$ уменьшается с ростом горизонтальной координаты x и, соответственно, уменьшением высоты блоков склона h_x (см. табл. 2).

Протяженность областей понижения свободной поверхности склона в области расхождения блоков x_{02} уменьшается с падением средней скорости расхождения и возрастает со временем. Например, для $t = 1$–7 млн лет в сечении $x = 20$ км длина $x_{02} = 3.3$–23.1 км при скорости расхождения блоков $\Delta v_{ср} = 1.22$ км/млн лет, в то время как для сечения $x = 60$ км величина $x_{02} = 1.3$–8.9 км при $\Delta v_{ср} = 0.47$ км/млн лет.

Таблица 1. Параметры блоков склона поднятия

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ блока	x, км	h_x, км	η, (Н · с)/м^2	v_{max}, мм/год	v_{max}, км/млн лет	$v_{ср}$, км/млн лет	$\tau_0 \cdot 10^{-6}$, Н/м^2	$F_\sigma \cdot 10^{-10}$, Н/м	$F_g \cdot 10^{-10}$, Н/м	v_σ, мм/год	v_{max1}, мм/год
I	10	4.5	10^{21}	0.45	0.45	0.3	6.39	2.7	12.8	0.096	0.36
II	30	3.5	$1.2 \cdot 10^{20}$	2.29	2.29	1.52	4.97	2.1	9.9	0.48	1.8
III	50	2.5	$4 \cdot 10^{19}$	3.5	3.5	2.33	3.55	1.5	7.1	0.74	2.76
IV	70	1.5	$1.2 \cdot 10^{19}$	4.2	4.2	2.8	2.13	0.9	4.3	0.89	3.31

Примечание. Численные значения, используемые при расчетах параметров блоков: $\rho = 2.9 \cdot 10^3$ кг/м^3, $h = 5 \cdot 10^3$ м, $h_{x0} = 10^3$ м, $x_0 = 8 \cdot 10^4$ м, $x_б = 2 \cdot 10^4$ м, $\sigma_{кр} = 6 \cdot 10^6$ Н/м^2.

Величина понижения поверхности склона Δh_x уменьшается от 1.5 до 0.7 км с увеличением координаты x.

Показаны изменения структуры поверхности склона поднятия во времени (рис. 8).

Структура склона поднятия строилась следующим образом. На рельеф склона поднятия в области разлома наносились в масштабе изображения рельефа профили скорости для границ блоков, образующихся за время t (см. рис. 8, линии *1* и *2*).

Протяженность каждого блока составляет 20 км. Профили скорости *1* и *2* – условные, т.е. это профили скорости, существующие при отсутствии процессов заполнения свободного объема между расходящимися блоками. Затем определялась координата, определяющая положение средней максимальной скорости $(v_{max1} + v_{max2})/2$,

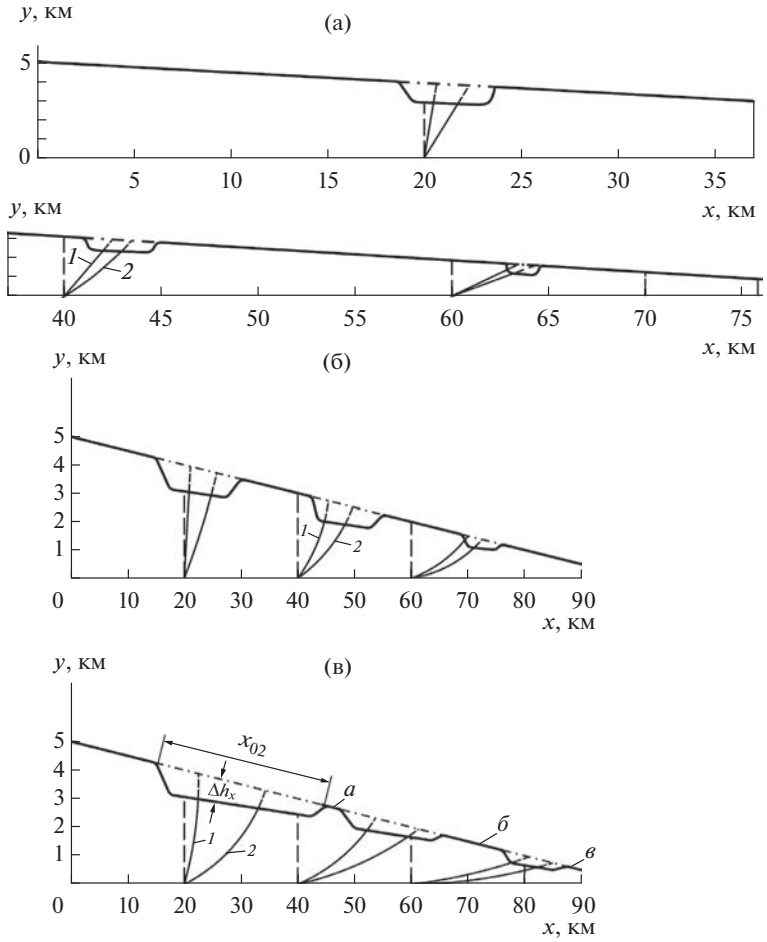


Рис. 8. Структура склона поднятия, формирующаяся, начиная с момента возникновения движения, для различных моментов времени t.

(а) – t = 1 млн лет; (б) – t = 3 млн лет; (в) – t = 7 млн лет.

Обозначено: *1–2* – профили скорости для границ блоков.

Таблица 2. Параметры в областях раздвижения блоков склона поднятия

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
x, км	h_x, км	v_{max}, км/млн лет	$3v_{max}$, км	$7v_{max}$, км	$\Delta v_{ср}$, км/млн лет	x_{02}, км	$3x_{02}$, км	$7x_{02}$, км	Δh_x, км
20	4.0	0.45–2.29	1.35–6.87	3.15–16.03	1.23	3.32	9.96	23.24	1.48
40	3.0	2.29–3.5	6.87–10.5	16.03–24.5	0.81	2.19	6.57	15.33	1.11
60	2.0	3.5–4.2	10.5–12.6	24.5–29.4	0.47	1.27	3.81	8.89	0.74

Примечание. Численные значения, используемые при расчетах параметров в областях разломов блоков: $\rho = 2.9 \cdot 10^3$ кг/м^3, $h = 5 \cdot 10^3$ м, $h_{x0} = 10^3$ м, $x_0 = 8 \cdot 10^4$ м, $x_б = 2 \cdot 10^4$ м.

и от этой координаты вправо и влево откладывалось значение $0.5x_{02}$, взятое из табл. 2 для соответствующего времени $t = 1$, 3 и 7 млн лет (см. табл. 2, столбцы 7–9).

Таким образом, определялась протяженность x_{02} области опускания свободной поверхности склона (депрессии) (см. рис. 8).

Нижняя граница депрессии построена с использованием значений Δh_x (см. табл. 2, столбец 10).

С увеличением времени существования склона поднятия происходит смещение областей образовавшихся опусканий поверхности склона к подножию поднятия. Протяженность этих впадин растет со временем (см. рис. 8).

Таким образом, структура склона поднятия изменяется во времени. Она зависит от изменения величины вязкости на подошве поднятия (при $y = 0$), т.е. от первоначального местоположения разломов между блоками и от количества образовавшихся блоков в склоне поднятия.

Согласно оценке В.В. Белоусова [1], возраст поднятия Кавказа составляет ~10 млн лет. При $t = 7$ млн лет на модельном склоне поднятия создаются структуры по типу хребтов (см. рис. 8, в (*а*, *б* и *в*)).

Представлен рельеф склона поднятия северо-западного Кавказа в сечении *II–II* [23] (рис. 9).

Наблюдается качественное соответствие результатов моделирования с профилем склона поднятия. На протяжении первых ~15 км профиля показан Главный хребет (см. рис. 9). К северу от него наблюдается понижение поверхности склона поднятия, за которым следует хребет, протягивающийся параллельно Главному хребту. Севернее этого хребта вновь располагается область значительного понижения поверхности склона поднятия (депрессия), и далее к северу наблюдается тот же характерный рельеф – поднятие поверхности склона (хребет) и область понижения рельефа (депрессия), к северу от которой снова располагается поднятие. Следует отметить, что в расчетах не учитывается влияние во времени процессов эрозии поверхности склона.

Расположение хребтов на склоне поднятия во многом зависит от места первоначального образования разломов, т.е. от величины вязкости в отдельных блоках склона поднятия.

При знании времени существования хребтов на склоне поднятия и их взаимного расположения возможно методом последовательного приближения оценить места возникновения первоначального места разрыва между блоками и вязкость отдельных блоков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате исследования движений в склоне поднятия установлено, что существование порога устойчивости при упругой деформации и отсутствие порога устойчивости при вязкой деформации обусловливают формирование блоковой структуры в процессе движения вязкоупругого массива. Разрыв между блоками поднятия, находящегося в условиях растяжения, образуется, когда сила упругой деформации становится равной разности движущей гравитационной силы и силы трения на подошве блока.

На образование большого числа новейших блоковых и разрывных структур в условиях растяжения указывают недавние исследования мегасвода Большого Кавказа. Так, неоструктурное районирование Центрального и Казбекского сегментов мегасвода Большого Кавказа показало преобладание в них новейших блоковых и разрывных структур, связанных с орогеническим воздыманием [14, 15].

Новейшие структуры формировались в условиях преобладающего растяжения, в отличие от более древних, формировавшихся в обстановке с преобладанием горизонтального сжатия. Следует отметить, что блоковые структуры Казбекского сегмента отличаются широтной ориентировкой, и значительная часть параллельных разрывных

Рис. 9. Структура склона поднятия Кавказа в его северо-западном крыле в разрезе по линии *II–II* (по [23], с изменениями).

Линия разреза – см. рис. 4.

структур, ограничивающих блоки, формировалась в обстановке растяжения [15].

Детальные GPS измерения указывают на увеличение ширины зоны Главного хребта и всего Большого Кавказа [8, 24–26]. В то же время решения механизмов очагов землетрясений и инверсия напряжений с использованием катакластического анализа сейсмологических индикаторов деформаций дают преобладание сжимающих напряжений в верхней части коры Большого Кавказа [8, 19].

В работах [8, 25, 26] противоречие между геодезическими и сейсмологическими данными предлагается разрешить с помощью поступления дополнительных объемов минерального вещества посредством восходящих потоков глубинных флюидов, глубинных гидротерм, создающего обстановку распирания вмещающих пород.

Согласно результатам исследований Е.Е. Милановского [10], использовавшего данные глубинных сейсмических зондирований о толщинах земной коры в зонах краевых и межгорных прогибов и проанализировавшего формирование и развитие тектонических структур Кавказа на позднеорогенной стадии, для северных склонов Кавказа характерно преобладание зон растяжения.

Модель движений в склоне поднятия, находящегося в условиях растяжения, предложена на основании этих данных и с учетом данных о новейших структурах Кавказа, формировавшихся в условиях растяжения [13–15]. Она позволяет объяснить увеличение ширины поднятия. Согласно этой модели, под воздействием плюма малой тепловой мощности, не достигшего поверхности, формируется поднятие массива над кровлей плюма. Движение в высоковязком склоне поднятия, сформировавшегося под воздействием плюма, создается под действием гравитационной силы, обусловленной уменьшением высоты свободной поверхности склона.

Как показали соотношения (9) и (15), при уменьшении вязкости склона поднятия более чем в 25 раз по мере удаления от главного хребта создаются условия растяжения и, соответственно, расширения поднятия.

Ранее было показано, что Кавказский хребет может представлять собой поднятие поверхности над группой плюмов малой тепловой мощности [5]. По данным геофизических исследований, выполненных методом микросеймического зондирования, под северной частью Кавказа обнаружены низскоскоростные тела, коррелирующиеся с областями воздымания на позднеорогенном этапе [22].

Низкоскоростные тела можно ассоциировать с легкими (низкоплотными) объемами в коре, которые могут оказывать распирающее действие на горное сооружение [11]. Эти тела можно связать с мантийными плюмами малой тепловой мощности, которые представляют собой каналы расплава, выплавляющиеся от границы ядро–мантия и не достигшие поверхности (остановившиеся в земной коре).

Таким образом, кроме проанализированного в настоящей статье модельного случая уменьшения вязкости склона поднятия с удалением от главного хребта, вызывающего увеличение скорости течения и, следовательно, растяжение склона поднятия, в качестве усложнения модели можно рассматривать распирающее воздействие канала плюма малой мощности на поднятие.

Наличие восходящих потоков глубинных гидротерм, обеспечивающих поступление дополнительного минерального вещества и определяющего увеличение объема пород, слагающих земную кору Большого Кавказа, может быть объяснено увеличением теплового потока, обусловленным деятельностью семейства плюмов, не достигших поверхности.

Исследования структурно-тектонических зон Кавказа свидетельствуют о возможной неоднократной перестройке и смене полей напряжений во времени [12, 16].

Предложенная модель течения в склоне поднятия дает возможность исследовать геодинамические процессы в склонах поднятий, находящихся в условиях растяжения, и применена только к части поднятия Кавказа (северному склону западного крыла Кавказа), в которой, по данным [10], могут преобладать условия растяжения.

Анализируя предложенную модель, можно рассматривать смену вида действующих на склон

поднятия напряжений от горизонтального растяжения к горизонтальному сжатию. В работах [17, 18, 20, 21] предложен возможный механизм смены напряженных состояний земной коры. Показано, что подъем горных пород, вызванный вертикальными восходящими движениями и сопровождающийся эрозией поверхности, может создавать избыточное горизонтальное сжатие в земной коре, вследствие чего возможна смена режима напряженного состояния коры от горизонтального растяжения к горизонтальному сжатию [17, 18, 20].

Вулканизм и магматизм также способны привести к изменению напряженного состояния коры от режима горизонтального растяжения к режиму горизонтального сдвига [18, 21]. На основе теоретического моделирования возможно выяснение структуры склона поднятия в случае смены условий растяжения склона на условия сжатия, которые, как показали представленные результаты исследования, возникают при постоянной динамической вязкости склона, при которой скорость течения в нем уменьшается с удалением от оси главного хребта.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования геодинамических процессов в склоне поднятия, образовавшегося под воздействием плюма, не вышедшего на поверхность, автор пришел к следующим выводам.

1. Движущие силы в склоне поднятия – это гравитационные силы, проявляющиеся в условиях падения высоты свободной поверхности склона при удалении от оси главного хребта, то есть силы, возникающие в условиях горизонтального градиента давления.

2. Определено поле скорости движения в высоковязком склоне поднятия в условиях горизонтального градиента давления в склоне поднятия.

3. Растягивающие напряжения в склоне поднятия могут существовать при увеличении скорости движения в нем по мере удаления от оси главного хребта поднятия. Скорость течения возрастает с уменьшением вязкости склона, происходящем с удалением от главного хребта. Из условия существования растяжения склона поднятия найдено распределение вязкости на подошве склона при удалении от оси главного хребта.

4. Образование системы блоков в склоне поднятия вязкоупругой реологии есть следствие наличия порога устойчивости при упругой деформации и отсутствия порога устойчивости при вязкой деформации.

5. Скорость заполнения свободного объема между расходящимися блоками много больше скорости образования свободного объема между расходящимися блоками склона поднятия. Поэтому образование свободного объема является лимитирующим в процессах, происходящих при образовании хребтов в области расходящихся границ блоков.

6. Взаимодействие процессов образования свободного объема между блоками и его заполнения порождает опускание свободной поверхности склона на величину $\Delta h_x = 0.37 h_x$, где h_x – высота склона.

7. В условиях растяжения образование хребтов на склонах поднятия есть следствие образования разломов в склонах поднятия и блоковой системы склона, а также следствие увеличения областей опускания свободной поверхности между расходящимися блоками и их смещения от главного хребта поднятия к его подножию по мере увеличения времени существования склона поднятия.

Благодарности. Автор посвящает статью отцу – другу и коллеге А.Г. Кирдяшкину, д.т.н., лауреату Государственной премии РФ в области науки и техники, заслуженному деятелю науки РФ (ИГМ СО РАН, лаборатория физического и химического моделирования геологических процессов, г. Новосибирск, Россия), внесшему значительный вклад в исследования.

Автор благодарен к.г.-м.н. В.Э. Дистанову и к.г.-м.н. С.В. Зиновьеву (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) за плодотворное обсуждение. Автор признателен рецензенту Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ 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 по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

Конфликт интересов. Автор заявляет, что не имеет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. – М.: Недра, 1989. 382 с.
2. *Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я., Газеев В.М., Лексин А.Б., Ляшенко О.В.* Транскавказское направление вулканизма: причина, следствия и эпитермальная минерализация // Вестн. Владикавказ. НЦ. 2007. Т. 7. № 3. С. 25–44.

3. *Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г.* Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2007. 467 с.
4. *Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057–1073.
5. *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.* Условия формирования поднятия плюмом, не вышедшим на поверхность // Геотектоника. 2022. № 6. С. 114–124.
6. *Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н.* Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1092–1105.
7. *Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Мантийные термохимические плюмы и их влияние на формирование поднятий // Геотектоника. 2015. № 4. С. 86–96.
8. *Лукк А.А., Шевченко В.И.* Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли. 2019. № 4. С. 99–123.
9. *Маруашвили Л.И.* Структура и рельеф Большого Кавказа // Природа. 1937. № 4. С. 34–44.
10. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. 483 с.
11. *Милюков В.К., Миронов А.П., Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Николаев А.В.* Скорости современных горизонтальных движений в центральном секторе Большого Кавказа (по данным GPS-наблюдений) и их связь с тектоникой и глубинным строением земной коры // ДАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 291–295.
12. *Несмеянов С.А.* Инженерная геотектоника. – М.: Наука. 2004, 780 с.
13. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (Опережающие исследования для инженерных изысканий). – М.: Недра, 1992. 254 с.
14. *Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Комаревская М.Н.* Неоструктурное районирование Российской части Центрального сегмента мегасвода Большого Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2023. № 1. С. 3–20.
15. *Несмеянов С.А., Никитин М.Ю., Воейкова О.А., Комаревская М.Н.* Неоструктурное районирование Российской части Казбекского сегмента мегасвода Большого Кавказа // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2023. № 3. С. 5–14.
16. *Николаев П.Н.* Методика тектоно-динамического анализа. – Под ред. Н.И. Николаева – М.: Недра. 1992. 295 с.
17. *Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 66–73.
18. *Ребецкий Ю.Л.* О механизмах генерации избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре // Физика Земли. 2023. № 3. С. 63–77.
19. *Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 17–29. https:/doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0459
20. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудн. месторождений. 2017. Т 59. № 4. С. 263–280.
21. *Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П.* О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 4 (56). С. 41–58. https:/doi.org/10.31431/1816-5524-2022-4-56-41-58
22. *Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсюченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В.* Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.
23. *Сафронов И.Н.* Геоморфология Северного Кавказа. – Ростов-на-Дону: РостовГУ, 1969. 218 с.
24. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
25. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Стеблов Г.М., Милюков В.К., Миронов А.П., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М.* Неплейттектоническая GPS-геодинамика Большого Кавказа. – В сб.: *Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ.* – Мат-лы XLVIII Тектонического совещания. Т. 2. – Под ред. К.Е. Дегтярева – М.: ГЕОС, 2016. С. 295–299.
26. *Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Автономная и плейт-тектоническая геодинамики некоторых подвижных поясов и сооружений. – М.: ГЕОС, 2017. 612 с.
27. *Шлихтинг Г.* Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1974. 742 с.
28. *Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. – Под ред. Е.Е. Милановского – М.: Наука, 1993. 192 с.
29. *Burov E., Guillou-Frottier L.* The plume head–continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 161. P. 469–490.
30. *Camp V.E., Ross M.E.* Mantle dynamics and genesis of mafic magmatism in the intermontane Pacific Northwest // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. Art. B08204. https://doi.org/10.1029/2003JB002838
31. *Choudhuri M., Nemčok M.* Mantle plumes and their effects. – (Springer, Cham, Switzerland. 2017), pp.137.
32. *Condie K.C.* Mantle plumes and their record in Earth history. – (Cambridge Univ. Press, NY, USA. 2001), pp. 306.
33. *D'Acremont E., Leroy S., Burov E.B.* Numerical modeling of a mantle plume: the plume head-lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 206. P. 379–396.

34. *Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovsky V.A., Gladkov I.N.* Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 66–92.
35. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. – (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2014), pp.653.
36. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Recognizing mantle plumes in the geological record // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. Vol. 31. P. 469–523.
37. *Goes S., Spakman W., Bijwaard H.* A lower mantle source for Central European volcanism // Science. 1999. Vol. 286. No. 5446. P. 1928-1931.
38. *Griffiths R.W., Campbell I.H.* Interaction of mantle plume heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. No. B11. P. 18295–18310.
39. *Griffiths R.W., Gurnis M., Eitelberg G.* Holographic measurements of surface topography in laboratory models of mantle hotspots // Geophys. J. 1989. Vol. 96. P. 477–495.
40. *Guillou-Frottier L., Burov E., Nehlig P., Wyns R.* Deciphering plume–lithosphere interactions beneath Europe from topographic signatures // Global Planet. Change. 2007. Vol. 58. P. 119–140.
41. *Hill R.I.* Starting plumes and continental break-up // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 398–416.
42. *Manea V.C., Manea M., Leeman W.P., Schutt D.L.* The influence of plume roof-lithosphere interaction on magmatism associated with the Yellowstone hotspot track // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2009. Vol. 188. P. 68–85.
43. *Olson P., Nam I.S.* Formation of seafloor swells by mantle plumes // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. No B7. P. 7181–7191.
44. *Sengör A.M.C.* Elevation as indicator of mantle-plume activity // GSA Spec. Pap. 2001. Vol. 352. P. 183–225.
45. *Yang T., Leng W.* Dynamics of hidden hotspot tracks beneath the continental lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 401. P. 294–300.

Theoretical and Experimental Modeling of Geodynamic Processes in Uplift Slopes

A. A. Kirdyashkin[a], *

[a]*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Academician Koptyug prosp., bld. 3, 630090 Novosibirsk, Russia*

**e-mail: aak@igm.nsc.ru*

The flow structure created in a viscous medium at a constant inclination angle of the free surface of the uplift slope is analyzed. The velocity field in a high-viscosity uplift slope is determined under conditions of a horizontal pressure gradient. This pressure gradient occurs when the slope height decreases with distance from the main ridge. With a constant dynamic viscosity of the uplift slope, the flow velocity in it decreases with distance from the axis of the main ridge. In this case, the uplift slope is in conditions of compressive stresses, the consequence of which are thrusts and compression folds. Tensile stresses in the uplift slope exist with an increase in the flow velocity in the layer with distance from the main ridge axis. The flow velocity increases with decreasing viscosity of the layer with distance from the main ridge. The viscosity distribution on the base of the uplift slope at a distance from the axis of the main ridge is determined using the tension condition in the uplift slope. Expressions are presented for the forces causing the formation of a disruption between the blocks of the uplift slope. The magnitudes of these forces are estimated. A relation representing the condition for the formation of a disruption between the blocks is obtained. The formation of disruptions is governed by the change in viscosity along the uplift slope and the change in the flow velocity in it. When the disruption between the uplift slope is formed, free vertical boundaries of the blocks appear. The motion of a highly viscous liquid during the formation of a free vertical boundary of the block has been studied experimentally when the liquid flows out from a rectangular vessel. The experiments have revealed two outflow regimes: (i) the regime of constant thickness of the liquid layer; (ii) the regime of decreasing layer thickness. On the basis of experimental modeling the time of the first period after the formation of the slope rupture and the formation of the free volume between the blocks is estimated. During this period the height of the layer (slope) is practically constant and the layer length increases. The process of filling the free volume between the blocks with a high-viscosity slope material is considered. As the modeling shows, the filling rate of the free volume between the diverging blocks of the uplift slope is much higher than the formation rate of the free volume between these blocks. The parameters of the uplift slope blocks are determined. Among these parameters are block viscosity, slope height, flow velocity and forces acting on the blocks. The time-varying structure of the surface of the uplift slope is presented. There is a qualitative correspondence between the modeling results and the profile of the uplift slope for the north-western Caucasus.

Keywords: uplift slope, highly viscous liquid, horizontal pressure gradient, flow velocity, free slope surface, gravitational force, block structure, ridge

ГЕОТЕКТОНИКА, 2024, № 2, с. 54—71

УДК 551.241:550.311(268.53)

СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2024 г. А. Л. Пискарев[1, 2, *], В. Д. Каминский[1], А. А. Киреев[1], В. А. Поселов[1], В. А. Савин[1, 2], О. Е. Смирнов[1], Д. В. Безумов[1], Е. А. Дергилева[1], Г. И. Ованесян[1], Е. С. Овсянникова[1, 2], Д. В. Элькина[1]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Английский пр., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, Университетская наб., д. 7–9, 199134 Санкт-Петербург, Россия*

**e.mail: apiskarev@gmail.com*

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.
После доработки 29.09.2023 г.
Принята в печать 24.11.2023 г.

В 2011–2020 гг. в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана выполнен значительный объем сейсмических работ, позволивших изучить на ряде профилей строение зон сочленения хребта Гаккеля с котловинами Нансена и Амундсена. В 2019–2020 гг. выполнено 15 пересечений хребта Гаккеля и его рифтовой долины с использованием профилографа и с проведением на ряде профилей сейсмоакустического профилирования. Новые данные о рельефе фундамента, а также использование актуализированных во ВНИИОкеангеология баз данных батиметрии, гравитационных и магнитных аномалий, позволили выполнить расчеты намагниченности пород хребта Гаккеля по ряду пересекающих хребет профилей, а в области юго-восточного замыкания хребта – модельные расчеты строения земной коры с использованием комплекса геолого-геофизических данных. Хребет Гаккеля – структура, начало образования которой относится к интервалу времени начало олигоцена (34 млн лет) – начало миоцена (23 млн лет), в процессе коренной перестройки кинематики спрединга в уже существовавших океанических бассейнах в районах Северной Атлантики и Арктики. Значения рассчитанной намагниченности магнитоактивного слоя земной коры показывают, что этот слой частично сложен океаническими базальтами, но преимущественно – породами глубинного происхождения, габбро и перидотитами, выведенными на поверхность в процессе сопутствующего спредингу скольжения по детачменту. Прилаптевоморское продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля, к югу от кальдеры, проходит над многокилометровой толщей осадков, в основании которой залегают осадочные породы мелового, и, возможно, позднеюрского возраста.

Ключевые слова: хребет Гаккеля, Евразийский бассейн, тектоника, топография, сейсмоакустика, магнитные аномалии, намагниченность, земная кора

DOI: 10.31857/S0016853X24020034, **EDN:** EBAFYV

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с доминирующей концепцией Евразийский бассейн возник вследствие давления Гренландии на хребет Ломоносова и постепенного отодвигания (спрединга) последнего от Баренцево-Карской окраины [24]. Основанием для развития этой концепции служит существование в осевой части Евразийского бассейна хребта Гаккеля с сейсмоактивной рифтовой долиной и наличие системы симметричных линейных магнитных аномалий, аналогичных наблюдаемым в Атлантическом и Индийском океанах. По мнению большинства исследователей, Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана является океаническим бассейном, образовавшимся в кайнозое в результате спрединга, ось которого проходила по оси хребта Гаккеля [29, 37]. В соответствии с хроностратиграфической трактовкой линейных магнитных аномалий спрединг в Евразийском бассейне начался в конце палеоцена 56 млн лет назад (аномалия 24) и продолжается до сих пор с ультрамедленной скоростью [28]. В результате развития Евразийского бассейна хребет Ломоносова переместился от Баренцево-Карской материковой окраины в современное положение, преодолев за кайнозой расстояние в 900 км.

Таким образом, в рамках доминирующей парадигмы весь Евразийский бассейн представляет собой новообразованный океан, кора которого

образуется вдоль хребта Гаккеля, постоянно раздвигая и расширяя пространство между частями ранее единого континентального массива: Баренцево-Карским шельфом и хребтом Ломоносова. Ближайшим аналогом хребта Гаккеля считается ультрамедленный Юго-Западный Индийский срединный хребет.

Спрединговый хребет Гаккеля разделяет Евразийский бассейн на две глубоководные впадины Нансена и Амундсена. По современным представлениям, всеми исследователями признается, что Евразийский океанический бассейн образовался после растяжения и разрыва массива с континентальной корой. Однако под давлением новых наблюдений многие исследователи вынуждены корректировать события, признавая процесс формирования Евразийского бассейна не таким простым и очевидным [1, 3, 15, 33]. Возраст бассейна, масштабы и роль спрединга в формировании океанической коры понимаются по-разному. Соответственно, и история формирования и развития хребта Гаккеля с учетом новых геолого-геофизических данных представляется, в отличие от доминирующей концепции, многостадийной.

Основанием для проведения нашего исследования послужили материалы выполненных в Евразийском бассейне в 2011–2020 гг. сейсмических работ, материалы, полученные в 2019–2020 гг. при пересечении хребта Гаккеля с сейсмоакустическим оборудованием и профилографом, обновленные во ВНИИОкеангеология базы данных гравитационных и магнитных аномалий, сведенные в цифровую модель с ячейкой 2 × 2 км, модельные расчеты строения земной коры с использованием комплекса геолого-геофизических данных и расчеты намагниченности пород хребта Гаккеля по ряду пересекающих хребет профилей.

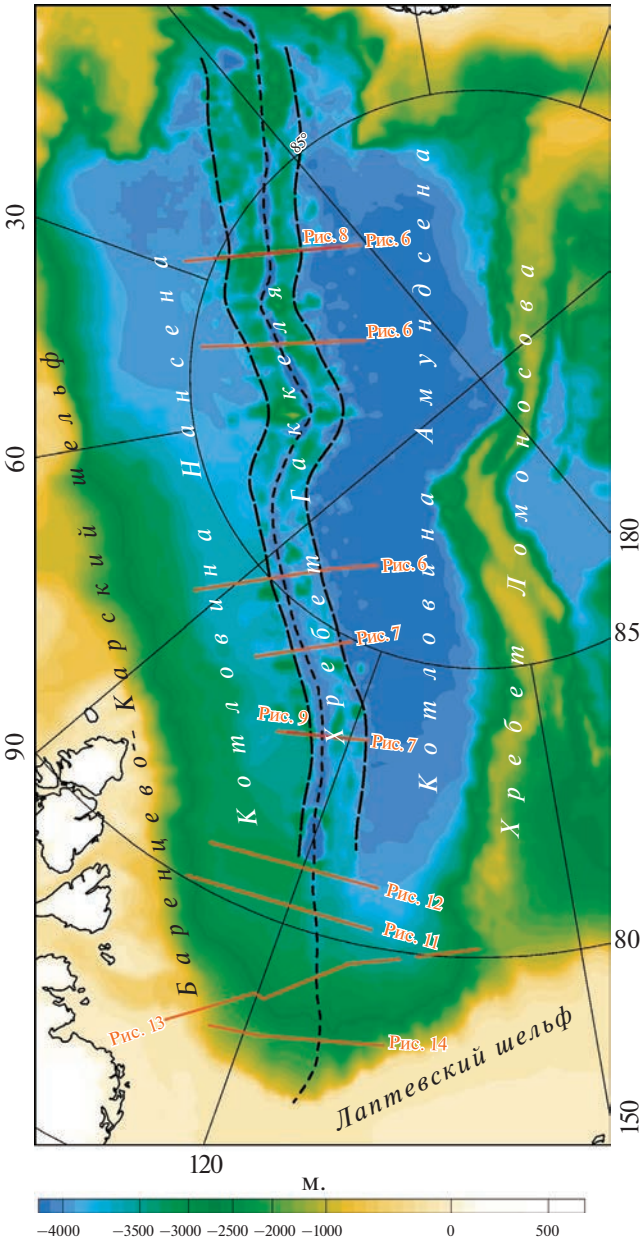


Рис. 1. Батиметрическая карта Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Показано: рифтовая долина хребта Гаккеля, маркирующая сейсмоактивную зону границы плит (короткий пунктир); границы хребта Гаккеля (длинный пунктир), выраженные как в рельефе морского дна, так и в рельефе кристаллического фундамента; положение профилей 2014-07, 2020_13, 2020_15, 2019_17, 20L21, 20L22 и 2015_1B (линии красным).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Хребет Гаккеля в геоморфологическом отношении представляет собой протяженное линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом. На всем протяжении (1800 км) хребет окружен абиссальными равнинами, а в Прилаптевоморской части контактирует с подъемом поверхности осадочного чехла по направлению к склону (рис. 1).

Хребет Гаккеля занимает особое место в глобальной системе срединно-океанических хребтов, имея самую медленную скорость разрастания. Современная скорость спрединга, варьирует, по одним оценкам, от 12.8 мм/год вблизи Гренландии до 6.5 мм/год вблизи сибирской континентальной окраины [22], по другим – составляет 4–6 мм/год, уменьшаясь по направлению к востоку, а в раннем миоцене снижалась до 3–5 мм/год [1, 26].

Другой отличительной особенностью хребта Гаккеля является присутствие крупных

вулканических структур, которое было обнаружено в западной части хребта Гаккеля во время экспедиции AMORE 2001 [46].

Уникальная особенность сверхмедленных хребтов – амагматические рифты, обнажающие мантийный перидотит (дополненный выходами базальтов и габбро) непосредственно на морском дне, на хребте Гаккеля выражена столь ярко, что было предложено отнести его к новому (четвертому) типу границ плит [31, 43].

На сложность истории формирования Евразийского бассейна и хребта Гаккеля указывают асимметрия рельефа дна и фундамента глубоководных котловин, отсутствие упорядоченности в пространственном распределении и мощностях отдельных слоев осадочных пород, асимметричное и несогласное относительно простирания хребта Гаккеля положение градиентных зон гравитационных и магнитных аномалий.

На карте магнитных аномалий отчетливо видна разница в строении западного, центрального и юго-восточного сегментов хребта Гаккеля (рис. 2).

На западе хребет Гаккеля занимает центральное положение в области линейных магнитных аномалий, распространенных параллельно друг другу на бóльшей части площади западного региона (к западу от 60° в.д.) Евразийского бассейна. Линейные магнитные аномалии, параллельные центральному сегменту хребта Гаккеля, к юго-западу от хребта практически не просматриваются, а к северо-востоку от хребта занимают ограниченную площадь. Рифтовая долина юго-восточного сегмента хребта Гаккеля маркируется отрицательной магнитной аномалией, в отличие от положительной магнитной аномалии, вызванной молодыми магматическими породами в рифтовой долине западного и центрального сегментов. Положительные магнитные аномалии в районе юго-восточного сегмента наблюдаются над горстами по обе стороны от рифтовой долины. Над остальной областью юго-востока Евразийского бассейна выдержанных по простиранию линейных магнитных аномалий не наблюдается.

Карта гравитационных аномалий Евразийского бассейна также демонстрирует принципиальные различия в строении различных сегментов хребта Гаккеля (рис. 3).

На западе отрицательная аномалия, маркирующая положение рифтовой долины, расположена в центре морфологически выраженного хребта. В центральном сегменте отрицательная аномалия смещена к юго-западному флангу хребта, а протягивающаяся к юго-западу сопряженная положительная аномалия выдвинута за пределы выраженного в рельефе хребта. Поскольку гравитационные аномалии в осевых зонах срединно-океанических хребтов связаны с расположением зон разуплотнения в конвективной ячейке поднимающейся мантии, можно видеть, что зона разуплотнения в этой области выдвинута к юго-западу от выраженного в рельефе хребта. Над юго-восточным сегментом хребта Гаккеля амплитуда симметричных относительно рифтовой долины гравитационных

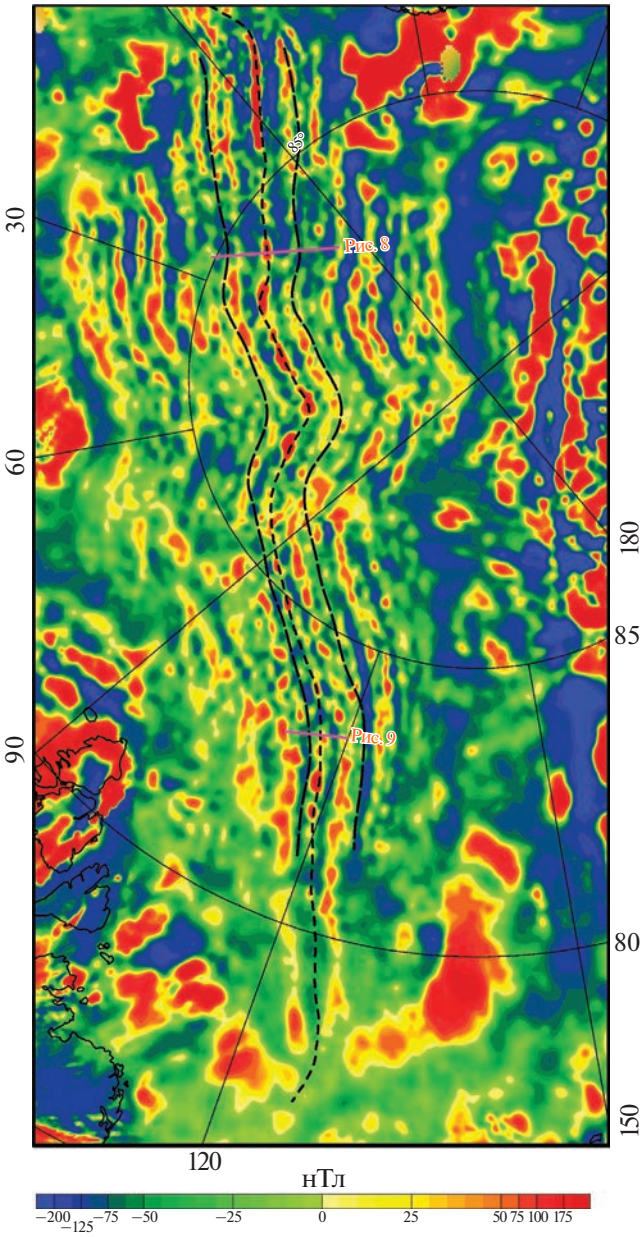


Рис. 2. Карта магнитных аномалий Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Показано (линии малиновым) положение профилей 2020_15 и 2019_17.

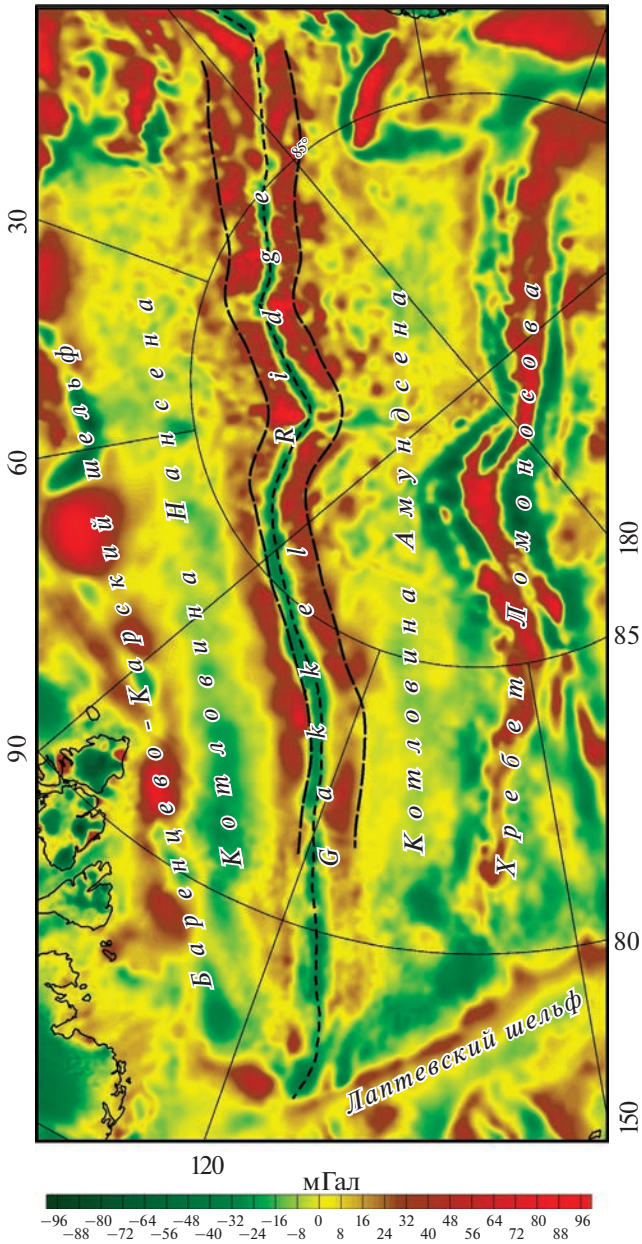


Рис. 3. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

аномалий значительно уменьшается, что свидетельствует о менее ярко выраженной зоне разуплотнения в верхней мантии.

Представленный на рис. 4 сейсмический разрез демонстрирует типичный характер границ хребта Гаккеля с котловинами Нансена и Амундсена. Сам хребет аппроксимируется слабо наклонной платообразной поверхностью. В то же время границы хребта везде выражены перепадами в рельефе амплитудой в несколько сотен метров. На демонстрируемом разрезе эти перепады расположены в районе пикетов 690 и 815, то есть протяженность хребта в месте пересечения профилем 2014-07 составляет 125 км.

На основе вновь составленной во ВНИИОкеангеология базы батиметрических данных, дополняющих мировую базу данных IBCAO-4, появилась возможность построения детальной карты уклонов морского дна Евразийского бассейна, размер окна сглаживания рельефа при построении карты составил 2.5 км. Новые данные вкупе с результатами сейсмических исследований 2011–2020 гг. позволили более полно выявить особенности морфологии различных участков хребта и его рифтовой долины (рис. 5).

Карта уклонов морского дна Евразийского бассейна отображает положение в рельефе границ хребта Гаккеля и изменение характера рельефа и рифтовой долины хребта на всем его протяжении (см. рис. 5). На карте отчетливо видно подразделение хребта Гаккеля на три различных сегмента, резко различающихся по строению и, очевидно, и по истории формирования. Западная часть представляет собой классическую симметричную структуру медленно-спредингового срединно-океанического хребта.

Строение центрального асимметричного сегмента хребта Гаккеля позволяет предположить его формирование как результат нескольких фаз спрединга. Последний перескок оси спрединга имел место, скорее всего, в Плиоцене и был связан с образованием супервулкана, место образования которого маркируется кальдерой [39]. В районе южного сегмента хребта Гаккеля рифтовая долина переходит в грабен, образование которого инициировано, вероятно, тем же плиоценовым супервулканом.

СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТОВ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

Новые данные о рельефе и строении верхней части разреза осадочного чехла западного и центрального сегментов хребта Гаккеля были получены в ходе экспедиционных работ 2019 и 2020 гг. на судне “Академик Федоров” в сопровождении атомных ледоколов ФГУП “АТОМФЛОТ” (Россия). Было выполнено 15 пересечений хребта Гаккеля и его рифтовой долины с использованием профилографа и сейсмоакустического профилирования. Использовался глубоководный параметрический профилограф TOPAS PS18 (Kongsberg, Норвегия), входивший в состав навигационно-гидрографического комплекса

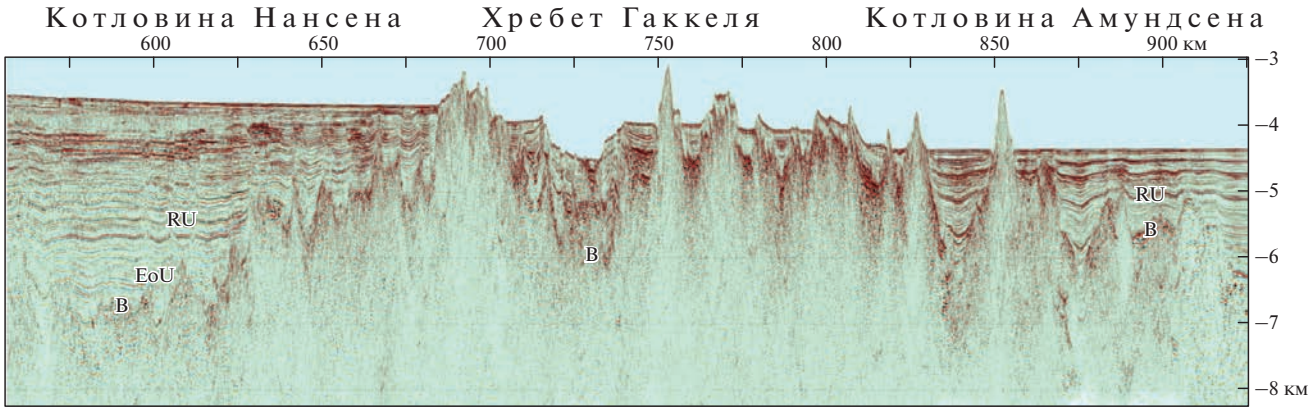


Рис. 4. Сейсмический разрез МОВ-ОГТ, пересекающий хребет Гаккеля по профилю 2014-07.
Обозначено положение границ фундамента (B), эоценового (EoU) и раннемиоценового (RU) несогласий [1]. Положение разреза – см. рис. 1.

на базе многолучевого эхолота EM122. Для обеспечения оптимальной глубины проникновения, высокой разрешающей способности и наилучшего соотношения сигнал/шум, сбор данных осуществлялся в режиме “CHIRP”-импульс с линейной частотной модуляцией и диапазоном частот от 2 до 6 кГц, длина импульса 10 или 20 мкс. Непрерывное сейсмоакустическое профилирование проводилось с буксируемыми забортными устройствами, включавшими электроискровой источник “Спаркер” с центральной частотой излучения в диапазоне 200–300 Гц и многоканальная аналоговая сейсмокоса SplitMultiSeis Streamer с количеством каналов от 16 до 24 и шагом между каналами – 2 м. Регистрация проводилась на сейсмостанции SplitMultiSeis Station Betta и SplitMultiSeis Station 24bit с 16- и 24-разрядными АЦП соответственно.

Профили рельефа дна хребта Гаккеля и данные профилографа и сейсмоакустики о распространении осадочных толщ, полученные в ходе экспедиций 2019–2020 гг., в ряде случаев дополнены полученными ранее сейсмическими данными.

Анализ уклонов рельефа дна и сейсмических данных подтверждает описанное выше подразделение хребта Гаккеля и его рифтовой долины на три сегмента. В западной части, западнее 75° в.д., ширина хребта составляет 180–210 км. Рифтовая долина проходит примерно посередине хребта Гаккеля. Рельеф хребта выглядит сильно расчлененным. В глубокой, с врезом более 1.5 км, рифтовой долине осадки отсутствуют, а осадочные толщи мощностью в первые десятки метров появляются лишь на значительном удалении от рифтовой долины (рис. 6).

Восточнее 75° в.д. рифтовая долина смещена к юго-западной окраине хребта. Площадь дна океана с пологими склонами увеличивается, занимая более половины всей площади этого сегмента хребта Гаккеля, ширина которого колеблется в пределах 105–130 км. Глубина вреза рифтовой долины находится в диапазоне 0.5–1.0 км, наличие осадочных толщ мощностью более 70 м зафиксировано на различных участках профилей, включая и рифтовую долину (рис. 7).

По сейсмическим данным [1], осадочные толщи также фиксируются на протяженных участках профилей, и местами их мощность достигает более 1 км (см. рис. 4).

Полученные данные являются свидетельством сложной истории формирования хребта Гаккеля и заставляют со всем вниманием отнестись к многочисленным свидетельствам аномального строения и состава пород медленно спрединговых хребтов. Такого рода свидетельства относятся и к самому хребту Гаккеля, хотя его изученность остается чрезвычайно низкой. Так, недавними геохимическими исследованиями обнаружено, что породы морского дна в западной части хребта Гаккель имеют геохимические признаки раннемеловой зоны палеосубдукции [42]. Результатом другого цикла геохимических и палеотектонических исследований явился вывод, что формирование хребта Гаккеля связывается с начальной рифтовой стадией тектогенеза, без значительного раздвига дна Евразийского бассейна [7]. Что касается центрального сегмента хребта, то на всем его протяжении, от 80° в.д. и вплоть до кальдеры, не поднято ни одного образца и не выполнено ни одного химического анализа пород, слагающих кристаллический фундамент этой области.

В рифтовой долине западной, пригренландской, части хребта Гаккеля драгированием установлены

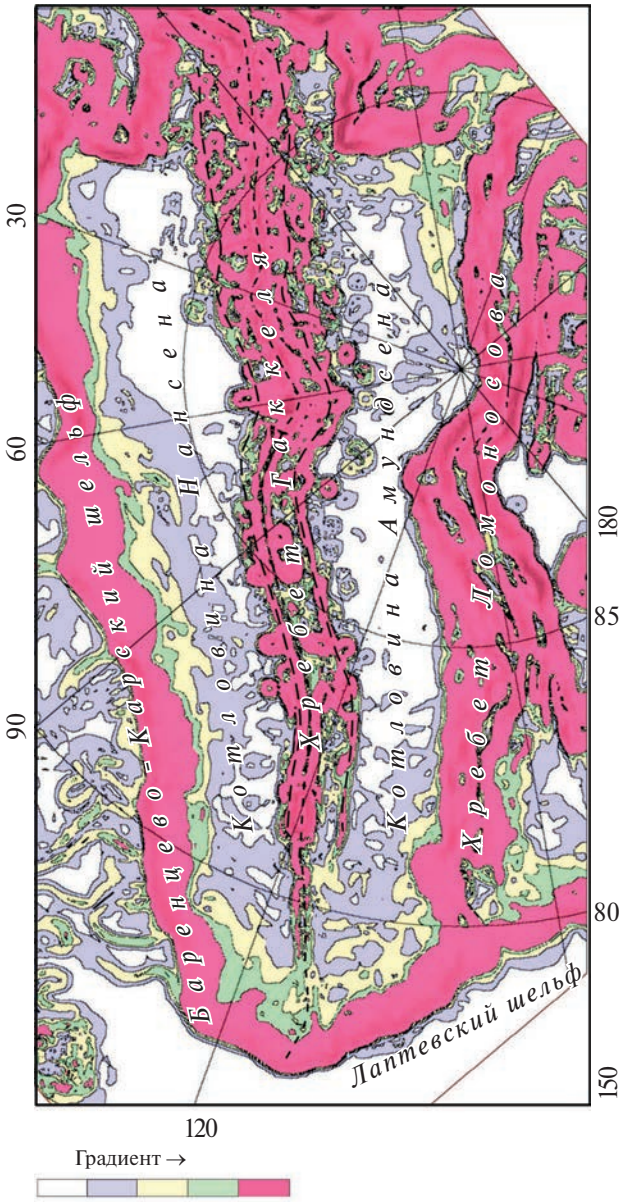


Рис. 5. Карта-схема уклонов морского дна Евразийского бассейна.

значительные участки хребта, где отсутствуют базальты и преобладают исключительно мантийные перидотиты. Для таких сегментов магнитные аномалии весьма слабы, что объясняет картину того, что в Евразийском бассейне линейные магнитные аномалии не сплошные [31]. Характерно и то обстоятельство, что по всему бассейну амплитуды линейных магнитных аномалий в несколько раз меньше, чем в Северной Атлантике.

Для оценки возможного распространения не только базальтов, но и пород нижних слоев океанической коры и мантии, нами выполнены расчеты намагниченности пород, слагающих верхнюю часть фундамента, на двух профилях, в западном и центральном сегментах хребта Гаккеля, где были получены надежные данные о рельефе поверхности фундамента. Возможности такой оценки опираются на собранные в последние десятилетия данные.

Представительные данные о магнитных свойствах базальтов океанического дна впервые появились с развитием работ по проекту глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project, DSDP). Было установлено, что естественная остаточная намагниченность базальтов, играющая главную роль в эффективной намагниченности океанических базальтов, для базальтов эпохи Брюнес (моложе 780 тыс. лет) имеет среднее значение 7.6 А/м, а затем быстро уменьшается с возрастом, падая до 4 А/м в базальтах с возрастом 5 млн лет и до 2.3 А/м в базальтах миоценового возраста. В базальтах дна океанов более древнего возраста намагниченность вновь растет до 4–5 А/м. Главная причина таких изменений – однофазное окисление титаномагнетита, превращение его в титаномаггемит [9, 19].

В табл. 1 сведены значения намагниченности, полученные в результате измерений свойств более 4.5 тыс. образцов из керна 121 скважины, пробуренных в Мировом океане в ходе выполнения проекта DSDP [13], а также значения намагниченности, характерные для других магматических пород дна океана, представляющих различные слои океанической земной коры [2, 10, 14].

Приведенные в таблице данные показывают, что средняя намагниченность даже наименее магнитных миоценовых базальтов в 2–3 раза выше, чем намагниченность габбро и мантийных перидотитов, что делает этот параметр весьма показательным для определения состава пород фундамента хребта Гаккеля.

Расчеты проводились с использованием программы Oasis Montaj. Мощность магнитоактивного слоя коры хребта принималась равной примерно 0.5 км вблизи рифтовой долины и около 1 км на периферии хребта. На рис. 8 представлены расчеты намагниченности магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020_15 в западной части хребта Гаккеля.

Намагниченность, безусловно свидетельствующая о том, что верхняя кора представлена базальтами, отмечается только в центральной зоне рифтовой долины. Величина намагниченности на всем остальном профиле колеблется, за исключением еще двух небольших участков, в пределах 0.5–1.5 А/м, свидетельствуя о подчиненном развитии здесь типичных океанических базальтов слоя 2А. Особый интерес представляет 40-километровая

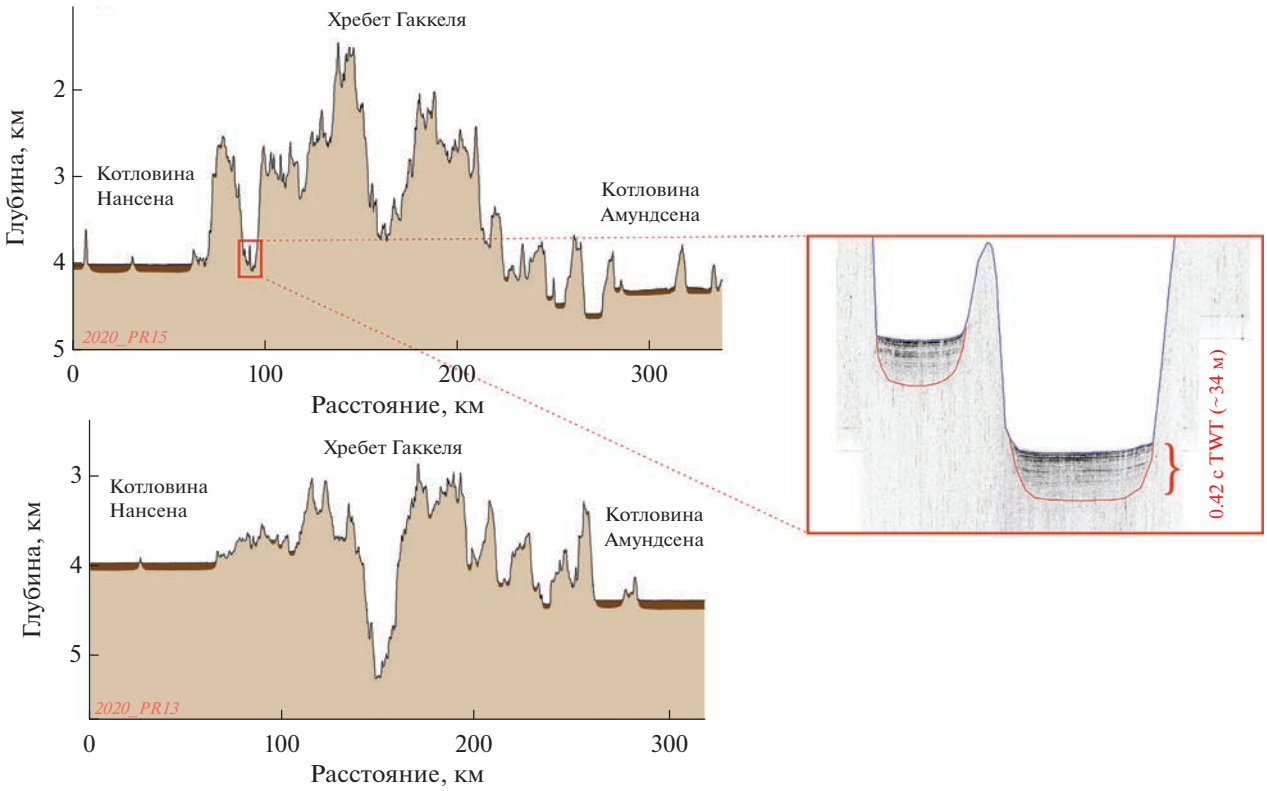


Рис. 6. Результаты пересечения с профилографом хребта Гаккеля в западной его части по профилям 2020_15 и 2020_13. Положение профилей – см. рис. 1.

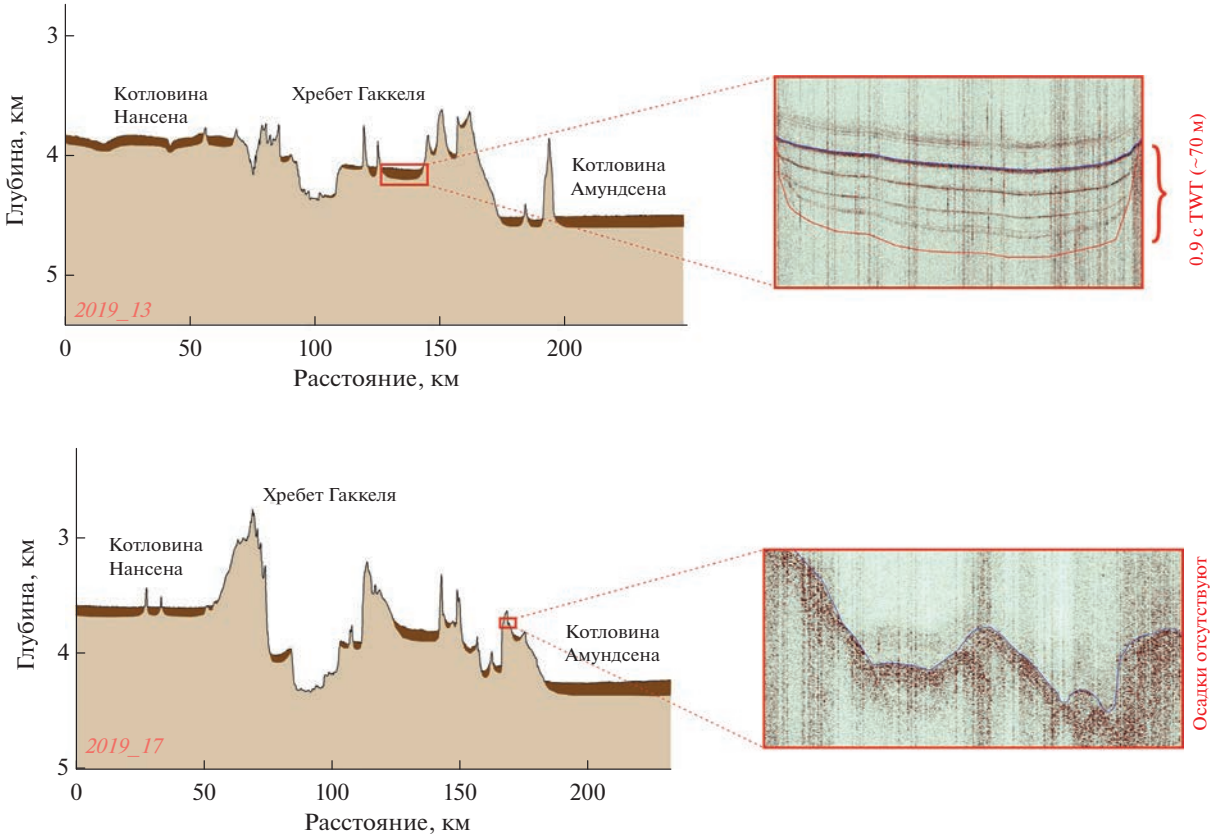


Рис. 7. Результаты пересечения с профилографом хребта Гаккеля в центральной его части по профилям 2019_13 и 2019_17. Положение профилей – см. рис. 1.

Таблица 1. Намагниченность пород кристаллической части земной коры и пород верхней мантии океанов, данные глубоководного бурения (по [2, 10, 13, 14])

№ пп	Порода	Средняя величина намагниченности А/м	Номера магнитных аномалий	Возраст (эпоха)
1	Базальт (0–0.8 млн лет)	7.6	1	Плейстоцен (Брюнес)
2	Базальт (0.8–2.5 млн лет)	6.7	1–2	Плейстоцен (Матуяма)
3	Базальт (2.5–5.0 млн лет)	4.9	2А-3	Плиоцен (Гаусс–Гилберт)
4	Базальт (5–10 млн лет)	3.2	3–4А	Поздний миоцен (Гилберт)
5	Базальт (10–23 млн лет)	2.3	5–6С	Миоцен
6	Базальт (23–34 млн лет)	3.1	6С–13	Олигоцен
7	Базальт (34–42 млн лет)	4.0	13–19	Поздний эоцен
8	Долериты (слой 2Б)	1.0–2.0	–	–
9	Изотропные габбро (слой 3)	0.5–1.0	–	–
10	Перидотиты (мантия)	1.2	–	–

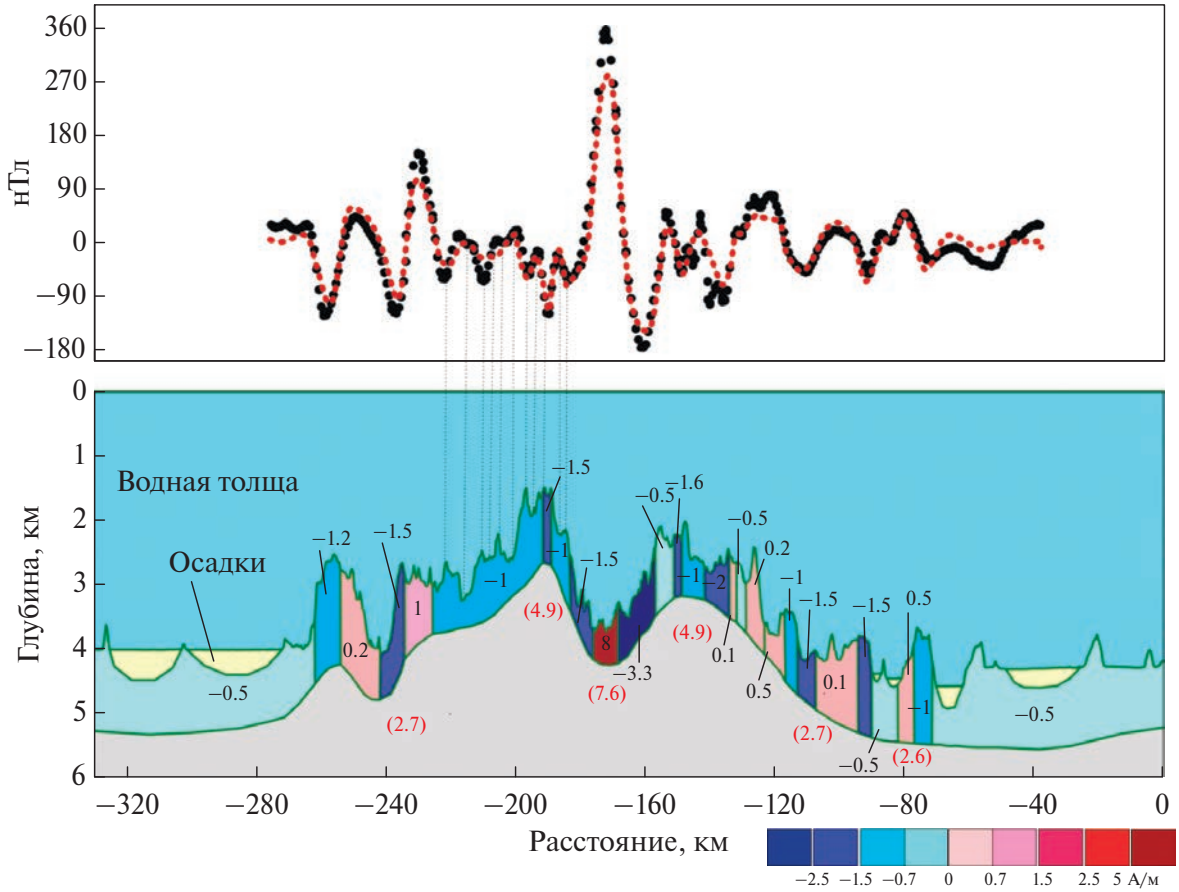


Рис. 8. Расчет намагниченности (А/м) магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020_15 в западной части хребта Гаккеля.

Показано: наблюденные значения (точки черным); расчетные значения намагниченности (точки красным); корреляция экстремумов рельефа и магнитных аномалий в зоне обратной намагниченности (тонкие бисерные линии). Даны средние значения (арабские цифры красным в скобках) намагниченности базальтов слоя 2А океанической земной коры для аномалий (по [9, 13, 19, 28]):
1 (0–780 тыс. лет)–7.6 А/м;
2А (3.5 млн лет)–4.9 А/м;
5 (11 млн лет)–2.7 А/м;
6 (20 млн лет) 2.6 А/м.
Положение профиля – см. рис. 1, см. рис. 2.

зона обратной намагниченности между пикетами 185–225. На этом отрезке профиля уверенно наблюдается обратная зависимость величины магнитных аномалий от рельефа, как это и должно быть при сравнительно однородной отрицательной намагниченности пород, образующих рельеф дна. Показано, что каждому поднятию рельефа на этом отрезке профиля соответствует минимум магнитной аномалии, а впадине – максимум магнитной аномалии (см. рис. 8, тонкий пунктир).

Далее рассмотрим тектоническую историю образования подобных участков медленно спрединговых хребтов.

Расчетные значения намагниченности вдоль профиля 2019_17 в центральной части хребта Гаккеля только на трех отрезках профиля превышают значения 1.5 А/м, свидетельствуя о том, что и в этом сегменте хребта океанические базальты слоя 2А играют подчиненную роль (рис. 9).

По-видимому, фундамент бóльшей части поверхности хребта представлен породами океанической коры, слагающими слои 2В и 3, а также породами подкоровой мантии.

Еще на ранних этапах разбуривания и изучения океанической коры было отмечено, что состоящий из базальтов и долеритов слой 2 не повсеместно залегает на поверхности океанического фундамента. Важным компонентом океанической коры может быть серпентинит, залегающий не в виде сплошного слоя, а в виде вертикальных диапиров или тектонических выступов [20]. В дальнейшем в различных регионах морского дна были обнаружены активные долгоживущие разломы, простирающиеся вдоль медленно спрединговых срединно-океанических хребтов, ограничивающие обширные участки, на которых к поверхности фундамента выходят нижние комплексы океанической коры и мантийные породы. Ширина таких участков может составлять десятки километров [39]. Общая площадь поверхности, обнажившейся в результате скольжения по детачменту, составляют до 70% общей площади коры, возраст которой моложе 2 млн лет на обоих склонах Юго-Восточного Индийского хребта, на участке между Австралией и Антарктидой, что указывает на большую роль расслоения океанической земной коры в процессе ее формирования [38].

Комплексы океанической коры представляют собой приподнятые подошвы пологих сбросов с очень большим смещением, которые на медленно спрединговых хребтах эксгумируют породы нижней коры и мантии на морское дно. На основе численного моделирования предполагается, что такие комплексы формируются в периоды относительно сниженного поступления магматического материала [34].

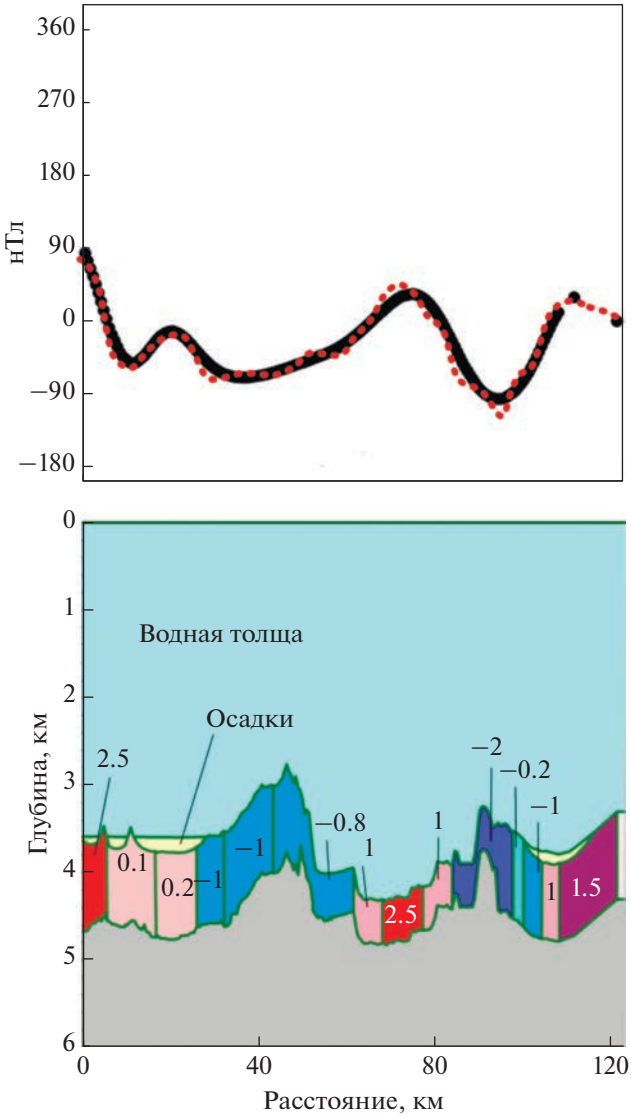


Рис. 9. Расчет намагниченности (А/м) магнитоактивного слоя вдоль профиля 2019_17 в центральной части хребта Гаккеля.

Положение профиля – см. рис. 1, см. рис. 2.

Подобная структура обнаружена и на Срединно-Атлантическом хребте, где вдоль сброса с большим смещением подошва разлома эксгумирована в виде выпуклого поднятия фундамента, обнажая комплекс океанической коры [41].

На участке Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Кейн сейсмические данные, подкрепленные пробоотбором, показали широкое развитие на поверхности фундамента не только базальтов и долеритов, но и габбро и серпентинизированных перидотитов [48].

Существование ко́ровых комплексов обеспечивает доступ к интрузивным и ультраосновным породам молодой литосферы, а их структура и эволюция содержат ключи к пониманию того, как баланс между магматизмом и разломной тектоникой контролирует стиль рифтогенеза, который может доминировать на участках оси спрединга во временных масштабах миллионов лет [18]. Подобные структуры обнаружены и изучены и на участках континентов, где они обнажены в древних офиолитовых комплексах. В частности, в Канаде и в Албании обнаружены синокеанские разломы, вдоль которых развиты милонитизированные и измененные перидотиты, а также базальты и амфиболиты [47].

СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

После завершения первого этапа аэромагнитных съемок и открытия в нем системы линейных магнитных аномалий, характерных для дна океана, весь Евразийский бассейн рассматривался как классический океанический бассейн [5, 45]. Была разработана схема спрединга, согласно которой Евразийский бассейн раскрывался с переменной скоростью раскрытия на протяжении всего кайнозоя [28].

Однако ряд выявленных в последние годы батиметрических, сейсмических, гравитационных и магнитных характеристик дна Евразийского бассейна вступают в противоречие с гипотезой одноэтапного образования бассейна [1, 26], а в юго-восточную его часть по результатам сейсмических исследований протягиваются толщи пород предположительно мезозойского возраста [3, 6, 49]. Эти данные делают актуальной задачу пересмотра истории образования и характера строения земной коры юго-восточной части Евразийского бассейна.

В 2018–2021 гг. исследуемый регион стал объектом ряда сейсмических работ, что сделало возможным произвести новые расчеты и актуализировать ранее построенную 3D сейсмоплотностную модель строения земной коры региона [12]. Новые сейсмические данные использованы для подготовки исходной сейсмоплотностной модели строения земной коры региона, последующих расчетов и итерационного подбора модели методом решения прямой задачи гравиразведки в программе Grav3D, а затем для детализации путем инверсии с использованием априорных ограничений в программе Oasis Montaj. По результатам моделирования получены схематические карты и разрезы, характеризующие строение земной коры. Для районирования области чрезвычайно важными оказались данные о мощности консолидированной части земной коры в зоне сочленения юго-восточной части Евразийского бассейна и Лаптевского шельфа (рис. 10).

Карта мощности консолидированной части земной коры положена в основу приводимой ниже тектонической схемы (см. рис. 10).

Выделение блоков I (платформенной области на докембрийском основании), II (Таймырско-Североземельской позднепротерозойской складчатой области) и III (области киммерийской переработки докембрийского фундамента, окраины Сибирской платформы) соответствует принятой большинством геологов классификации. Сложнее с классификацией структур земной коры в центральной части моря Лаптевых. Относительно южной части этой области (IV) можно предположить, что по мощности кристаллической части земной коры, ~15 км, эта область соответствует умеренно растянутой континентальной коре [11]. Что касается северного региона (V), где мощность консолидированной земной коры составляет 7–11 км, то она может включать как ареалы подвергнутой сильному растяжению континентальной коры, так и перекрытую мощным осадочным чехлом океаническую кору мезозойского возраста.

Особый интерес представляет находящаяся на самом севере изучаемого региона область VI. Граница этой области довольно уверенно выделяется на основе анализа аномалий магнитного и гравитационного поля [1]. Но только в результате сейсмических работ 2020 г. были получены доказательства сдвигового характера границы, отделяющей область океанической коры VI от остальной изучаемой площади. По-видимому, эта зона деформации разделяет совершенно разнородные, сформировавшиеся в различные эпохи блоки земной коры.

Нами представлен фрагмент сейсмического профиля 20L21 (см. рис. 1, положение профиля; рис. 11).

Зона пересечения профилем контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена отмечена на разрезе белыми вертикальными линиями.

В левой части разреза просматриваются горизонты, которые ранее были отнесены к посткампанскому, раннеэоценовому и раннемиоценовому времени. В точке пересечения профилем

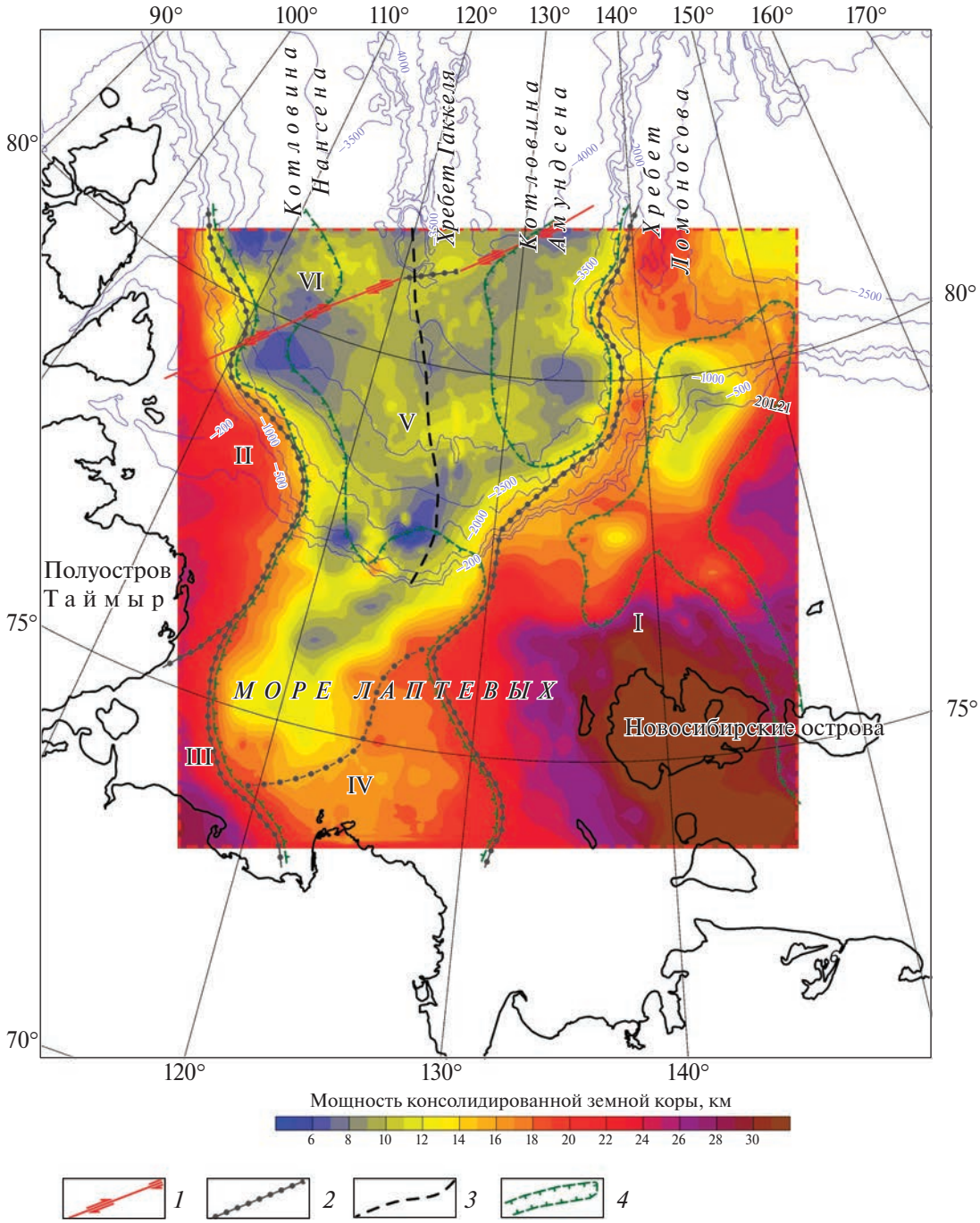


Рис. 10. Мощность консолидированной земной коры в области замыкания хребта Гаккеля и рифтовой долины на шельфе моря Лаптевых.

Обозначено: I – платформенная область на докембрийском кристаллическом фундаменте; II – Таймырско-Северо-земельская позднепротерозойская складчатая область;
III – область киммерийской переработки докембрийского фундамента;
IV – Верхоянская складчатая область;
V – растянутая континентальная кора и ареалы мезозойской океанической земной коры; VI – океаническая земная кора.
1 – сдвиговая зона на границе разнотипных блоков земной коры; *2* – границы разнотипных блоков земной коры; *3* – сейсмоактивная зона современного рифтогенеза; *4* – границы ареалов юрско–мелового осадконакопления

предполагаемой разломной зоны происходит полная смена характера сейсмического разреза, что может быть объяснено наличием сдвига с большой амплитудой перемещения. Только предполагаемые неогеновые осадочные толщи перекрывают сдвиговою зону без существенных нарушений.

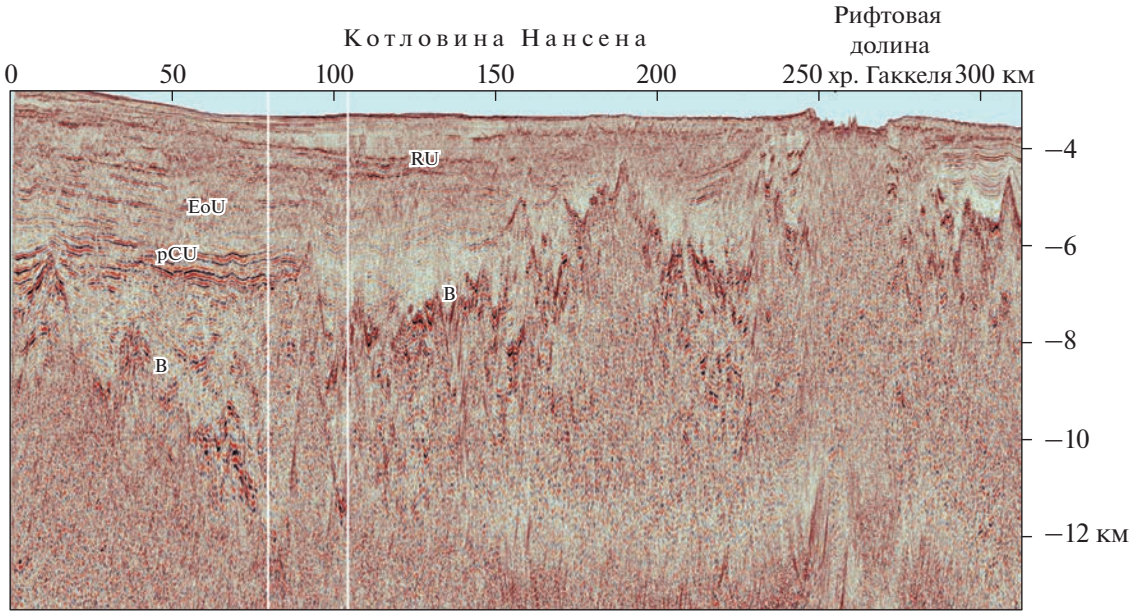


Рис. 11. Фрагмент профиля 20L21 – пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена.

Показано предполагаемое положение границ фундамента (B), эоценового (EoU) и раннемиоценового (RU) несогласий.

Следовательно, можно предположить, что сдвиговая зона перестала функционировать в олигоценовое время.

На профиле 20L22 пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена расположено вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля (рис. 12).

Мощность осадочного чехла в зоне контакта двух блоков на профиле 20L22 невелика, поэтому различие разрезов по обе стороны от контакта не столь явственно, как на предыдущем профиле. Тем не менее, наличие глубоко проникающей дизъюнктивной зоны в точке предполагаемого контакта неоспоримо.

Таким образом, анализ построенной 3D модели земной коры в зоне сочленения южного блока Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых свидетельствует о коренном отличии геологического строения прилаптевоморской части Евразийского бассейна от остальной его области.

Резкое изменение характера рифтовой долины до грабена глубиной несколько сотен метров происходит южнее гигантской кальдеры, расположенной на продолжении хребта Гаккеля. Грабен продолжается до границы шельфа моря Лаптевых.

Разломы, образующие борта грабена, прослеживаются вглубь мощной (до 4–5 км) осадочной толщи, и, по имеющимся данным, нижние слои сложены позднемезозойскими отложениями (рис. 13).

В связи с отсутствием на изучаемой площади картировочного бурения, возраст выделенных осадочных толщ остается дискуссионным, что приводит и к неопределенности в построении геолого-тектонической модели развития региона. Для преодоления этой неопределенности нами были использованы данные зондирования методом преломленных волн о распределении с глубиной в разрезе скоростей продольных волн.

В основу анализа возраста пород осадочного чехла юго-восточной части Евразийского бассейна положена зависимость скорости продольных волн в обломочных породах от глубины залегания и возраста [23]:

$$V = K\cdot(Z\cdot T)^{1/6}, \qquad (1)$$

где Z – глубина (м), T – возраст (годы), $K = 46.0$.

Коэффициент K откорректирован с учетом того обстоятельства, что абсолютный возраст стратиграфических подразделений значительно уточнен по сравнению с данными 1951 г., когда данная формула была предложена впервые [23].

Приведенные данные расчетов и данные моделирования показывают, что в регионе, включающем северо-западную часть моря Лаптевых и юго-восточную часть Евразийского бассейна, формирование фундамента и синрифтовое осадконакопление началось, вероятнее всего, в позднеюрское время, а сам фундамент является

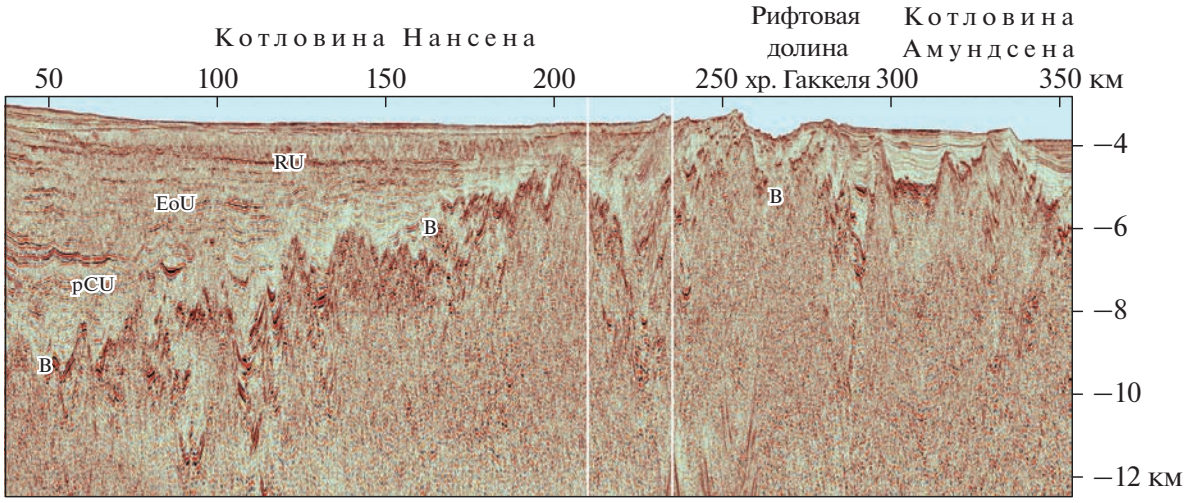


Рис. 12. Фрагмент профиля 20L22 – пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена, вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля.

Показано предполагаемое положение границ фундамента (B), эоценового (EoU) и раннемиоценового (RU) несогласий.

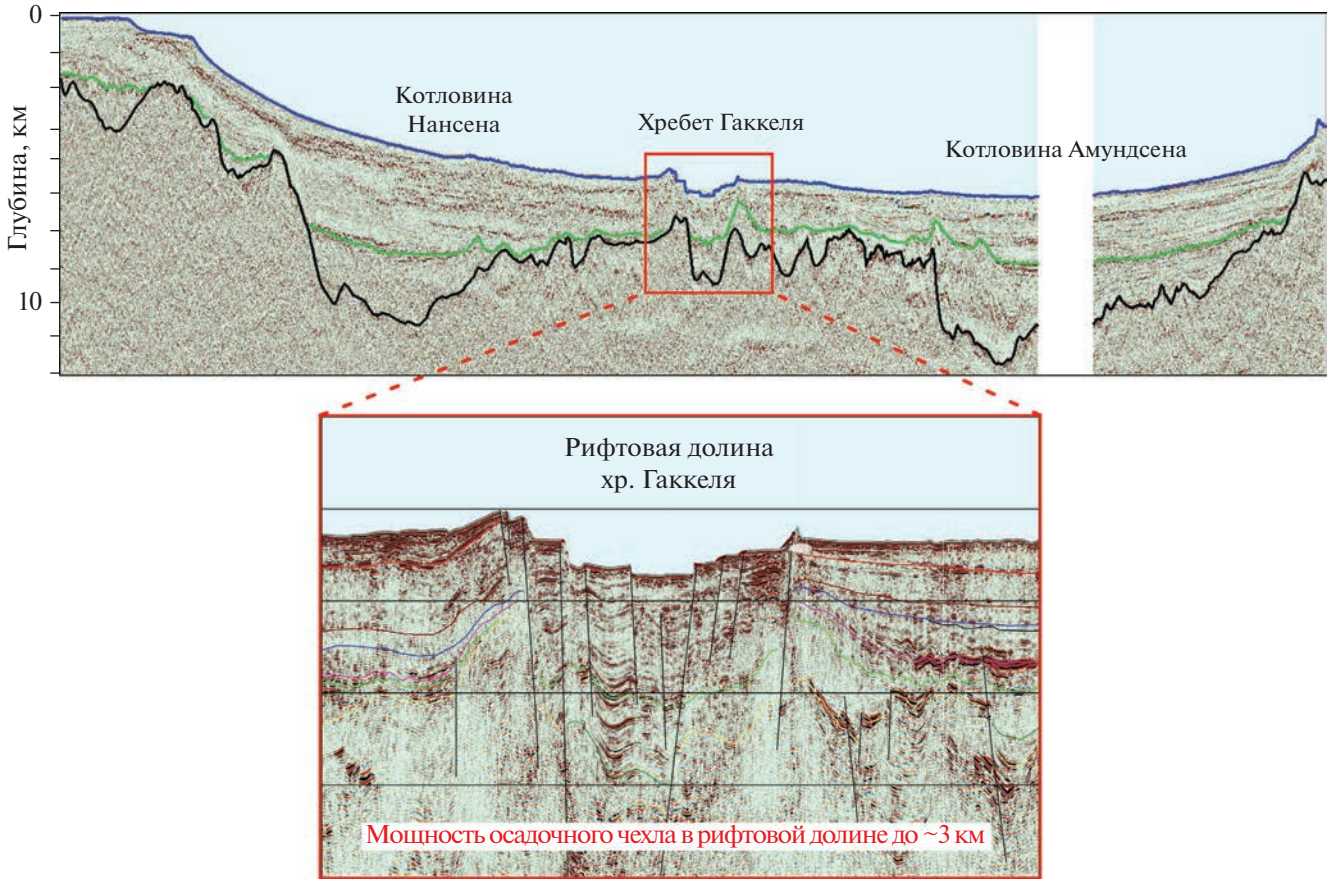


Рис. 13. Рифтовая долина хребта Гаккеля при пересечении профилем 2015_1B в юго-восточной части Евразийского бассейна и фрагмент разреза осадочной толщи под рифтовой долиной.

Показано: акустический фундамент (линия черным); предполагаемая подошва отложений кайнозоя (линия зеленым), (по [1, 26]). На увеличенном фрагменте (внизу) показаны многочисленные сбросы, образующие грабенообразную структуру рифтовой долины.

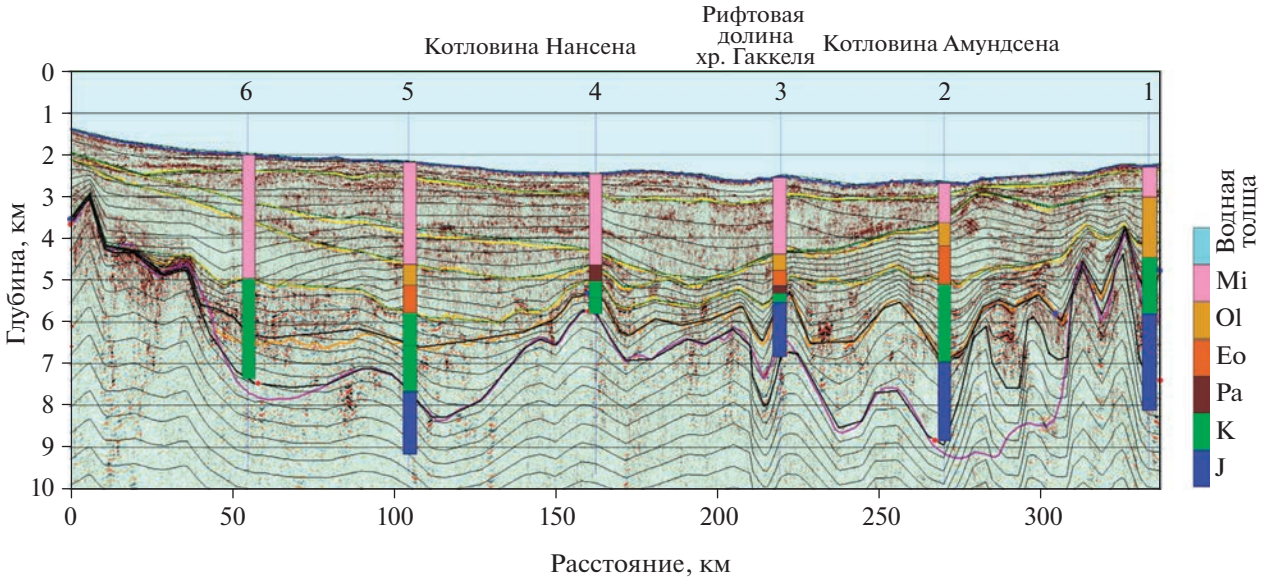


Рис. 14. Скоростная модель осадочной толщи по данным МОВ-МПВ вдоль профиля 2015-03.

Возраст осадочных толщ по скоростям продольных волн в колонках МПВ 1-6 определен на основе зависимости, (по [23]).

либо частью позднеюрского океана (не до конца закрывшегося Южно-Анюйского бассейна), либо областью растянутой в позднеюрское время континентальной коры окраины материка (рис. 14).

Юго-восточная часть Евразийского бассейна отделена от остального бассейна зоной правого сдвига, смещение по которому к концу палеогена составляло более 100 км.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во введении мы писали, что доминирующей концепцией развития Евразийского бассейна и хребта Гаккеля остается спрединг, происходящий с раннего эоцена и до настоящего времени без существенных кинематических перестроек, с полюсом раскрытия вблизи современного шельфа моря Лаптевых. Однако все большее количество выполненных исследований делает эту концепцию все менее вероятной, и все более вероятным выглядит существование рубежей, на которых кинематическая перестройка коснулась и Евразийского бассейна, и хребта Гаккеля.

Прежде всего, следует упомянуть работу, детально представляющую историю формирования Норвежско-Гренландского бассейна [27]. Согласно этой работе, в Норвежской котловине эоценовый океанический рифт первоначально распространялся с севера на юг в сторону полюса раскрытия океанического дна, расположенного у Гренландско-Фарерского порога. Однако около 47 млн лет назад (C21r) направление спрединга радикально изменилось. В то время между Восточной Гренландией и южным Эгирским хребтом начался веерный рифтогенез и/или спрединг, а между Лофотенскими и северо-восточными окраинами Гренландии развился почти ортогональный спрединг. Постепенный переход от медленного к сверхмедленному спредингу вдоль хребта Эгир в Норвежской котловине произошел после магнитного хрона C10 (29 млн лет), последнего подтвержденного в настоящее время хрона в Норвежской котловине. Полное открытие нового океанического бассейна вдоль хребта Колбенсей, вероятно, произошло незадолго до 22.5 млн лет назад (хрон. 6B).

Данные, относящиеся к рубежам осадконакопления в Арктическом бассейне, были получены в результате бурения в 2004 г. скважин на хребте Ломоносова по проекту ACEX. Эти данные многократно подвергались анализу, результаты которого не всегда совпадали. Изначально [36] представлялось, что накопление осадков шло без видимых перерывов в интервале времени 55–45 млн лет.

После значительного перерыва, верхняя толща накапливалась в интервале времени 14–0 млн лет. В дальнейшем эти данные корректировались, и наиболее убедительным в настоящее время представляется анализ, выполненный в работе [40]. Согласно этому анализу, накопление нижних толщ проходило в интервале времени

55–36 млн лет, после чего резко снизилась скорость осадконакопления, без заметного перерыва. Перерыв в осадконакоплении фиксируется в интервале 10–12 млн лет, после чего скорость осадконакопления резко возрастает. При этом коренным образом изменилась и обстановка осадконакопления. До 36 млн лет это была озерная стадия, а после значительного переходного периода с начала Миоцена (23 млн лет) осадконакопление происходило в морских условиях.

К началу олигоцена (33 млн лет) относится и перерыв осадконакопления на островах моря Лаптевых [31].

После окончания цикла сейсмических работ в Канадском бассейне основные выделяемые на разрезах сейсмические границы были привязаны к скважинам, пробуренным в бассейне Маккензи и на северном склоне Аляски [35]. Время формирования верхней границы (R10) было определено как 11.6 млн лет назад, второй границы (R30) – 33 млн лет назад, и нижней границы (R40) – 56.2 млн лет назад. Относительно границы R30 есть сомнения, не следует ли перенести время ее формирования в осадочной толще с раннего олигоцена в ранний миоцен, 23 млн лет назад. В остальном реперные определения времени формирования сейсмических границ в Канадском бассейне выглядят надежными.

Очевидно, что одним из рубежей тектонической истории Арктического бассейна является открытие пролива Фрам. Детальное исследование структуры магнитных аномалий в районе пролива Фрам показывает, что полное открытие пролива произошло не ранее, чем 21 млн лет назад. Самая старая аномалия магнитного спрединга, обнаруженная к северу от плато Ермак относится к номеру C7n.1 (24 млн лет назад). Аномалия C6AA регистрирует начало спрединга в северной части пролива Фрама примерно с 21.1 млн лет назад. В это время 130-километровый участок пролива Фрама к югу от 81°20′ с.ш. подвергался растяжению, и новообразование океанической коры еще не происходило [30].

В работе [8] обосновывается прямая связь между кинематикой движения литосферных плит в северо-западной части Тихого океана и геодинамической эволюцией Арктики и Северо-Восточной Азии. В частности, указывается, что после геодинамической перестройки 47.5 млн лет назад в Тихом океане ситуация в отношении Арктики радикально поменялась, и в районе современного моря Лаптевых обстановка напряжений, соответствующих правому сдвигу, изменилась на обстановку левого сдвига.

На тектоническую историю Евразийского бассейна и хребта Гаккеля наверняка повлиял и образовавшийся в Плиоцене супервулкан, следы от которого остались в виде кальдеры, по которой проходит отрезок рифтовой долины хребта Гаккеля. Размер (80 × 45 км) кальдеры, размещенной на хребте Гаккеля вблизи точки с координатами 120° в.д., 81° с.ш., относит ее к категории супервулканов с высшим индексом вулканической взрывоопасности 8. Это было мощнейшее извержение, оставившее значительные следы в топографии Северного Ледовитого океана [39]. По-видимому, именно это извержение маркирует недавнюю (плейстоценовую) перестройку спрединга центрального сегмента хребта Гаккеля, вызвавшую скачок оси спрединга, в результате чего рифтовая долина и эпицентры землетрясений расположились на его юго-западном фланге.

Таким образом, ярко выраженным по различным данным является рубеж, относящийся к началу Миоцена, около 23 млн лет назад. В соседнем с Евразийским Норвежско-Гренландском бассейне это время начала упорядоченного спрединга вдоль оси хребта Колбенсей. Именно к этому рубежу, скорее всего, надо относить окончательное формирование структуры выраженного в современном рельефе хребта Гаккеля. Особенность рельефа хребта, делающая его похожим на плато с неровной поверхностью, подчеркивает его наложенный на структуру Евразийского бассейна характер. Подобная “гофрированная” поверхность отмечена в районах развития коровых комплексов на востоке Юго-Западного Индийского хребта. Считается, что нынешняя приподнятая топография Юго-Западного Индийского хребта по сравнению с соседним морским дном приобретена как следствие того, что изгибная жесткость плиты значительно возрастала на стадии спрединга с незначительным внедрением расплава [21]. Сходство рельефа хребта Гаккеля с рельефом Юго-Западного Индийского хребта, видимо, проистекает из сходства процессов их формирования.

ВЫВОДЫ

Хребет Гаккеля – структура, обособление которой относится к интервалу времени начало олигоцена (34 млн лет) – начало миоцена (23 млн лет), в процессе коренной перестройки кинематики

спрединга в уже существовавших океанических бассейнах в районах Северной Атлантики и Арктики. Наложенный характер хребта Гаккеля в Евразийском бассейне доказывается батиметрическими данными и сейсмическими данными о рельефе фундамента, а также изменением на его границах направления градиентных зон на картах магнитных и гравитационных аномалий.

Западный сегмент хребта Гаккеля, расположенный к западу от изгиба хребта в районе 75° в.д., характеризуется симметричным относительно рифтовой долины и пояса современной сейсмичности строением. В рифтовой долине и на расстоянии в 20–30 км от нее сейсмоакустическими работами не зафиксировано наличие заметного осадочного чехла, как это и должно быть в области океанической коры плиоцен-четвертичного возраста. В то же время значения рассчитанной намагниченности магнитоактивного слоя земной коры показывают, что этот слой только на 20–30% состоит из базальтов, а преимущественно сложен породами глубинного происхождения, габбро и перидотитами, появившимися на поверхности в результате сопутствующего спредингу скольжения по поверхности детачмента. Это положение подтверждено и результатами пробоотбора, выполненного в этом регионе в 2001 г. экспедицией AMORE.

Центральный сегмент хребта Гаккеля, протягивающийся от 75° в.д. и до кальдеры, характеризуется асимметричным положением рифтовой долины, располагающейся вблизи юго-западного борта хребта. Осадочный чехол мощностью более 50 м регистрируется по сейсмоакустическим данным как в самой рифтовой долине, так и в непосредственной близости от нее, что свидетельствует о недавнем, плиоцен–четвертичном перескоке оси спрединга в современное положение. Расчеты величины намагниченности магнитоактивного слоя показывают подчиненную роль базальтов в его строении. Преобладают, как и в западном сегменте, габбро и перидотиты, выведенные на поверхность по многочисленным пологим сбросам.

Рифтовая долина хребта Гаккеля, к югу от кальдеры, в Прилаптевоморской области, проходит над многокилометровой толщей осадков, в основании которой залегают осадочные породы мелового, и, возможно, позднеюрского возраста. Вдоль расположенной под рифтовой долиной сейсмоактивной зоны осадочный чехол и фундамент рассечены множеством разломов, смещения по которым создают серию горстов и грабенов. Кристаллическая часть земной коры в этой области представляет собой особый блок Евразийского бассейна и принадлежит либо к земной коре мезозойского океана Панталассы, либо к растянутой в позднем мезозое материковой окраине океана Панталассы.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН 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. Работа была поддержана финансированием ФГБУ “ВНИИОкеангеология” (г. Санкт-Петербург, Россия). Дополнительных грантов на проведение или руководство данным исследованием получено не было.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология). – Под ред. В.Д. Каминского – СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. *Гордин В.М., Назарова Е.А., Попов К.В.* Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Океанология, 1993. Т. 33. № 1. С. 139–143.
3. *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.
4. *Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. – М.: ГЕОС, 2001, 293 с.
5. *Карасик А.М.* Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным – В сб.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. – Под ред. И.М. Варенцова – Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
6. *Кириллова-Покровская Т.А.* Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
7. *Кременецкий А.А., Пилицын А.Г., Веремеева Л.И., Морозов А.Ф., Петров О.В., Петров Е.И.* Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 14–32.
8. *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.
9. *Печерский Д.М., Тихонов Л.В.* Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 4. С. 79–90.

10. *Пискарев А.Л.* Глубинная морская геофизика (развитие методов истолкования). – Л.: Недра, 1991. 188 с.
11. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 134 с. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 203).
12. *Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Киреев А.А., Казанин Г.С., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е., Элькина Д.В.* Строение зоны перехода шельф моря Лаптевых– Евразийский бассейн, Северный Ледовитый океан // Геотектоника. 2018. № 6. С. 3–24.
13. *Пискарев А.Л., Астафурова Е.Г., Беляев И.В., Жемчужников Е.Г., Подгорных Л.В.* Долговременные вариации намагниченности и плотности океанической земной коры // ДАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 257–262.
14. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. – Под ред. А.М. Городницкого – М.: ВНИРО, 1996. 282 с.
15. *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.
16. *Соколов С.Ю.* Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. – Дис. ... д.г.-м.н. – М.: ГИН РАН, 2018. 50 с.
17. *Barton P.J.* The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint? // Geophys. J. Royal Astron. Soc. 1986. Vol. 87. Is.1. P. 195–208.
18. *Blackman D.K., Canales J.P, Harding A.* Geophysical signatures of oceanic core complexes // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. Is. 2. P. 593–613.
19. *Bleil U., Peterson N.* Variations in magnetization intensity and law-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts // Nature. 1983. Vol. 301. P. 384–388.
20. *Bonatti E.* Serpentinite protrusions in the oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. Is. 2. P. 107–113.
21. *Cannat M., Sauter D., Escartín J., Lavier L., Picazo S.* Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 288. P. 174–183.
22. *Cochran J.R.* Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2008. Vol. 174. P. 1153–1173.
23. *Faust L.Y.* Seismic velocity as a function of depth and geologic time // Geophysics. 1951. Vol. 16. P. 192–206.
24. *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. Vol. 16. No. 1. 2015. https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8
25. *Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.* Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. Vol. 39. P. 770–780.
26. Geologic structures of the Arctic Basin. – Ed. by A. Piskarev, V. Poselov, V. Kaminsky. – Springer Nature. 2019. 375 p.
27. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 206. P. 1–37.
28. *Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M.* Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. Vol. 4. P. 21–42. https://doi.org/10.1134/S0016852106040029
29. *Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. P. 1–4.
30. *Jokat W., Lehmann P., Damaske D. et al.* 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. 2015. Vol. 691. P. 98–109.
31. *Jokat W., Schmidt-Aursch M.C.* Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2007. Vol. 168. P. 983–998.
32. *Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene sequences on the New Siberian islands: an approach to interpret offshore seismic // Marin. Petrol. Geol. 2002. Vol. 19. P. 901–919.
33. *Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W. H.* Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // J. Geodynam. 2018. Vol. 118. P. 154–165.
34. *McLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J, Casey J.F., Mallows C., Unsworth S.C., Achenbach K.L., Harris M.* Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 287. P. 333–344.
35. *Mosher D.C., Shimeld J.W., Hutchinson D., et al.* Canada Basin revealed. – In: *Arctic Technology Conference Paper.* – (Houston. USA. 2012).
36. *Moran. K., Blackman J. Brinkhuis H., et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 601–606.
37. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P.* Rift systems of the Russian Eastern Arctic Shelf and Arctic deep water basins: Link between geological history and geodynamics // Geodynam. Tectonophys. 2017. Vol. 8. Iss. 1. P. 11–43.
38. *Okino K., Matsuda K., Christie D.M., Nogi Y., Koizumi K.* Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian–Antarctic Discordance // Geochem., Geophys., Geosyst. 2004. Vol. 5. No. 12. P. 1–22.
39. *Piskarev A., Elkina D.* Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Nature Sci. 2017. Vol. 7. P. 1–8.
40. *Poirier A., Hillaire-Marcel C.* Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. L14607. https://doi:10.1029/2011GL047953. 2011
41. *Reston T. J., Ranero C. R.* The 3D geometry of detachment faulting at mid-ocean ridges // Geochem., Geophys., Geosyst. 2011. Vol. 12. No. 7. P. 1–19.
42. *Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobsen Y., Capitanio F.A., Dick H.J.B., Cawood P.A.* An Early Cretaceous subduction-modified mantle underneath the

ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Sci. Advances. 2020. Vol. 6. Is. 44. P. 1–29.
43. *Snow J.E., Edmonds H.N.* Ultraslow-spreading ridges. Rapid paradigm changes // Oceanography. 2007. Vol. 20. No. 1. P. 90–101.
44. *Sohn R.A., Willis C., Humphris S. et al.* Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2008. Vol. 453. P. 1236–1238.
45. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.
46. *Thiede J.* Polarstern Arctis XVII/2 Cruise Report: Amore 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) – (Bremerhaven, Alfred Wegener Institute. 2002. Vol. 421), pp. 297.
47. *Tremblay A., Meshi A., Bédard J.H.* Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: Insights from Iapetan and Tethyan ophiolites (Canada and Albania) // Tectonophysics. 2009. Vol. 473. Is. 1. P. 36–52.
48. *Xu M., Canales J.P., Tucholke B.E., DuBois D.L.* Heterogeneous seismic velocity structure of the upper lithosphere at Kane oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge // Geochem., Geophys., Geosyst. 2009. Vol. 10. No. 10. P. 1–34.
https://doi:10.1029/2009GC002586
49. *Zakharov V.A., Kim B.I., Rogov M.A.* Probable Distribution of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Deposits on the Laptev Sea Shelf and Their Petroleum Resource Potential // Stratigraphy and Geological Correlation. 2013. Vol. 21. No. 5. P. 496–514.
https://doi.org/10.1134/S0869593813050067

The Geological Structure of the Gakkel Ridge: In the Light of New Geological and Geophysical Data

A. L. Piskarev[a, b, *], V. D. Kaminsky[a], A. A. Kireev[a], V. A. Poselov[a], V. A. Savin[a, b], O. E. Smirnov[a], D. V. Bezumov[a], E. A. Dergileva[a], G. I. Ovanesian[a], E. S. Ovsiannikova[a, b], D. V. Elkina[a]

[a]*Gramberg All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), 190121 St. Petersburg, Russia*
[b]*St. Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, 199134 St. Petersburg, Russia*
**e-mail: apiskarev@gmail.com*

In 2011–2020 the significant amount of seismic lines was carried out in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, which made it possible to study the structure of the junction zones of the Gakkel Ridge with the Nansen and Amundsen basins on a number of profiles. During 2019–2020 15 sections of the Gakkel Ridge and its rift valley were studied using a sub-bottom profiler and seismo-acoustic profiling. New data on the relief of the basement, as well as the use of databases of bathymetry, gravity and magnetic anomalies updated at VNIIOkeangeologia, made it possible to calculate the magnetization of the rocks of the Gakkel Ridge along a number of profiles crossing the ridge, and to perform the model calculations of the Earth's crust structure using a complex of geological and geophysical data in the area of the southeastern termination of the ridge. The Gakkel Ridge is a structure, the isolation of which refers to the time interval of Early Oligocene (34 Ma)–Early Miocene (23 Ma), in the process of radical restructuring of the spreading kinematics in the already existing ocean basins in the regions of the North Atlantic and the Arctic. The values of the calculated magnetization of the magnetic layer of the Earth's crust show that this layer is partly composed of oceanic basalts, but mainly of deep-originated rocks, gabbro and peridotites, brought to the surface during detachment accompanying spreading. The Laptev Sea continuation of the rift valley of the Gakkel Ridge, to the south of the caldera, passes above many kilometers of sediments, at the base of which sedimentary rocks of Cretaceous and Late Jurassic age occur.

Keywords: Gakkel Ridge, Eurasian Basin, tectonics, topography, seismo-acoustics, magnetic anomalies, magnetization, the Earth's crust

УДК 551.26

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРО-КАРСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ АРКТИКА, РОССИЯ)

© 2024 г. А. К. Тарасенко[1, *], А. К. Алексеева[1], Ю. Н. Хохлова[1], Н. Ю. Иншакова[1]

[1]Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Английский пр., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия

**e.mail: aniktar@mail.ru;*

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.
После доработки 14.03.2024 г.
Принята в печать 15.04.2024 г.

Арктический шельф России, и, в особенности, – шельф Карского моря, является одним из уникальных регионов мира с гигантским углеводородным потенциалом, однако из-за суровых климатических условий он изучен крайне неравномерно. Отсутствие данных глубокого и параметрического бурения в северной части акватории приводит к многочисленным неопределенностям в моделях геологического строения региона и, как следствие, – к неопределенностям в оценках ресурсного потенциала данного Арктического региона. В северной части Карского моря был проведен большой объем сейсморазведочных работ МОГТ 2D за счет средств федерального бюджета и компаний-недропользователей. Результаты этих работ позволили уточнить геологическое строение Карской плиты, обосновать границы Северо-Карской самостоятельной перспективной области и перспективных районов в ее составе и провести оценку ресурсов углеводородов.

Ключевые слова: северная часть Карского моря, Западная Арктика, МОГТ 2D, структурная интерпретация, отражающие горизонты, элементы нефтегазоносной системы, перспективы нефтегазоносности

DOI: 10.31857/S0016853X24020042, **EDN:** EARKNT

ВВЕДЕНИЕ

Региональные работы МОГТ 2D и геолого-геофизические исследования на опорных профилях 3АР и 4АР, включавшие работы ГСЗ-КМПВ и МОВ ОГТ, в большом объеме были проведены в период от 2000 г. и до настоящего времени для Северо-Карского региона. Однако пока отсутствует единая и подтвержденная модель геологического развития, и, как следствие, – современная тектоническая карта, структурные карты по основным опорным горизонтам в осадочном чехле с согласованной стратификацией разреза.

Для актуализации моделей геологического строения северных областей Арктического шельфа нами были рассмотрены различные, имеющиеся на сегодняшний день тектонические схемы [1, 4, 6, 10, 11, 16, 26].

Приведенные схемы имеют значительные концептуальные разногласия, причиной которых выступают различные представления исследователей о роли и времени рифтогенеза в пределах Баренцево-Карского шельфа, а также о типе бассейна и его осадочного наполнения. Имеющиеся топонимистические расхождения значительно затрудняют восприятие результатов геологоразведочных работ различных лет и организаций, однако, несмотря на это, региональные работы прошлых лет позволили выделить большое количество структурно-тектонических элементов и предполагаемых ловушек углеводородов [5, 11].

Таким образом, для уточнения перспектив нефтегазоносности и обоснования количественных ресурсных оценок северной части Карского моря возникает необходимость создания геолого-геофизической модели осадочного чехла северной части Карского моря на основе современных сейсмических данных и анализа геолого-геохимических исследований каменного материала с островов арх. Северная Земля, полученных при проведении государственных геологических съемок.

Целью настоящей статьи является уточнение модели геологического строения северной части Карского моря и реконструкция процессов формирования осадочного бассейна Северо-Карской перспективной нефтегазоносной области.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

С позиции тектоники плит площадь исследования относится к Северо-Карской плите. Северо-Карская эпигренвильская плита занимает северо-восточную часть Баренцево–Северо-Карской мегаплиты и ограничена:

– на западе – прогибом Святой Анны,

– на юге и юго-западе – Северо-Сибирским порогом,

– на юго-востоке и востоке – Таймыро-Североземельским складчатым поясом.

В составе плиты выделяется центральная недеформированная часть и деформированная, сложенная флишоидным комплексом верхнего рифея–кембрия, смятого в сложные складки и прорванного позднепротерозойскими и позднепалеозойскими интрузиями. Довольно четко выделяются Центрально-Карская гряда и Восточно-Карский мегапрогиб.

Центрально-Карская гряда представляет собой зону выступов фундамента, которая прослеживается по широкой дуге от острова Уединения к острову Визе.

Восточно-Карский мегапрогиб представляет собой сложно построенную депрессию с Северо-Карским прогибом и прогибом Уединения, поднятиями Вернадского, Куренцова, Наливкина, и Широтной седловиной. Более погруженной является восточная часть Восточно-Карского мегапрогиба. Его восточным ограничением является область Североземельского поднятия, с запада и юго-запада его ограничивает Центрально-Карская гряда.

АКТУАЛИЗИРОВАННАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

В структурном плане акватория Карского моря четко подразделяется на южную и северную части, которые отделены друг от друга поднятием, именуемым Северо-Сибирским порогом. Южная часть Карского моря является частью Западно-Сибирской плиты [1].

Южно-Карский шельф по подошве осадочного чехла образует асимметричную депрессию сложного строения, вытянутую в северо-восточном направлении, с областью максимальных прогибаний, прилегающих к северо-западному побережью п-ова Ямал. Северная часть Карского моря рассматривается как отдельная тектоническая область древней стабилизации (Северо-Карская плита) [25].

На западе Северо-Карская плита отделена от Баренцевской (Свальбардской) плиты прогибом Святой Анны. Карская плита представляет собой самостоятельный блок, который имеет значительные отличия от Баренцевской плиты и прилегающих областей Сибирского кратона и представляет собой самостоятельный блок с индивидуальными особенностями внутреннего строения [1, 7–9].

До недавнего времени исследователи придерживались единой модели строения осадочного чехла северной части Карского моря [1, 7, 14, 19]. Однако определение возрастного диапазона и состава чехла Северо-Карского осадочного бассейна представляет проблему, пока не имеющую однозначного решения.

В отсутствие скважин в данной части акватории Карского моря стратиграфическая привязка отражающих горизонтов осуществлялась по данным геологических съемок различных масштабов на островах о. Октябрьской Революции, о. Комсомолец, о. Пионер и других островах архипелага Северная Земля и – к скважинам Свердрупская-1, Русановская-2, Адмиралтейская и Лунинская, которые достаточно удалены от района исследования [17, 18].

По данным проведенного анализа геолого-геофизических материалов нами была составлена сейсмостратиграфическая схема, отображающая обобщенную информацию о ранее прослеженных горизонтах, и их стратиграфической привязке (рис. 1).

Наиболее уверенно стратифицированными являются отражающие горизонты A(PR-PZ), I(P-T), Б(J), M(K_1), прослеженные по профилям корреляционных ходов объектов прошлых лет и привязанные к скв. Свердрупская-1 [19, 23]. В стратификации палеозойских горизонтов существовали некоторые неопределенности.

Осенью 2020 г. на Северо-Карском лицензионном участке ПАО “НК “Роснефть” (Россия) с судна НИС “Бавенит” (АО “Росгеология”, Россия) было пробурено десять малоглубинных стратиграфических скважин, вскрывших разрез Северо-Карского бассейна в интервале от нижнего кембрия до кайнозоя [15].

Были получены возрастные определения фаунистических остатков, которые позволили предположить в разрезе границу между отложениями ордовика и силура, соответствующую несогласию IV (ранее относимую к границе силура и девона), и установить границу силура и девона вблизи ОГ III1-2 (ранее проводимую в нижнем девоне) [2, 15] (см. рис. 1).

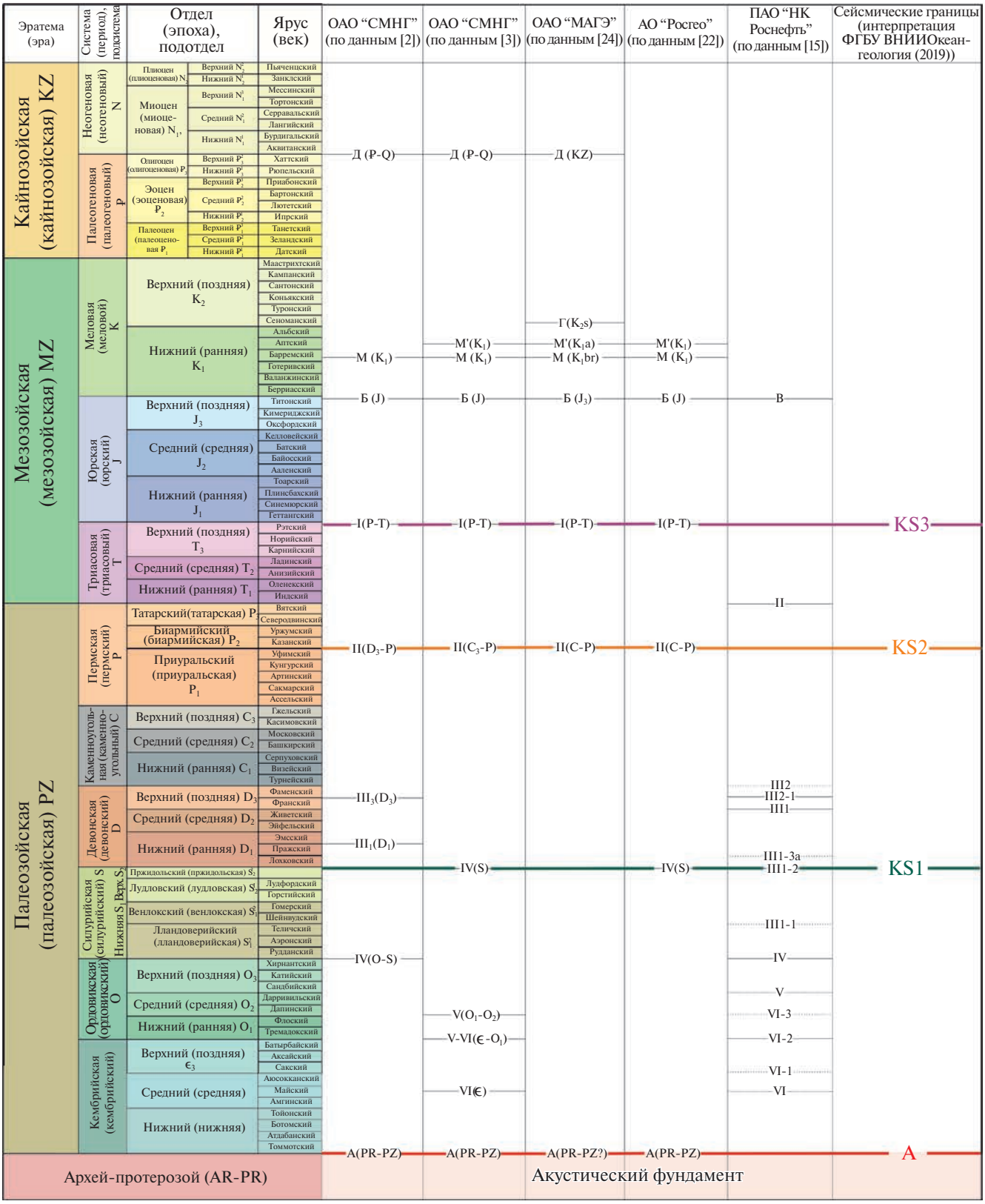


Рис. 1. Сейсмо-стратиграфическая схема осадочного чехла северной части Карского моря.

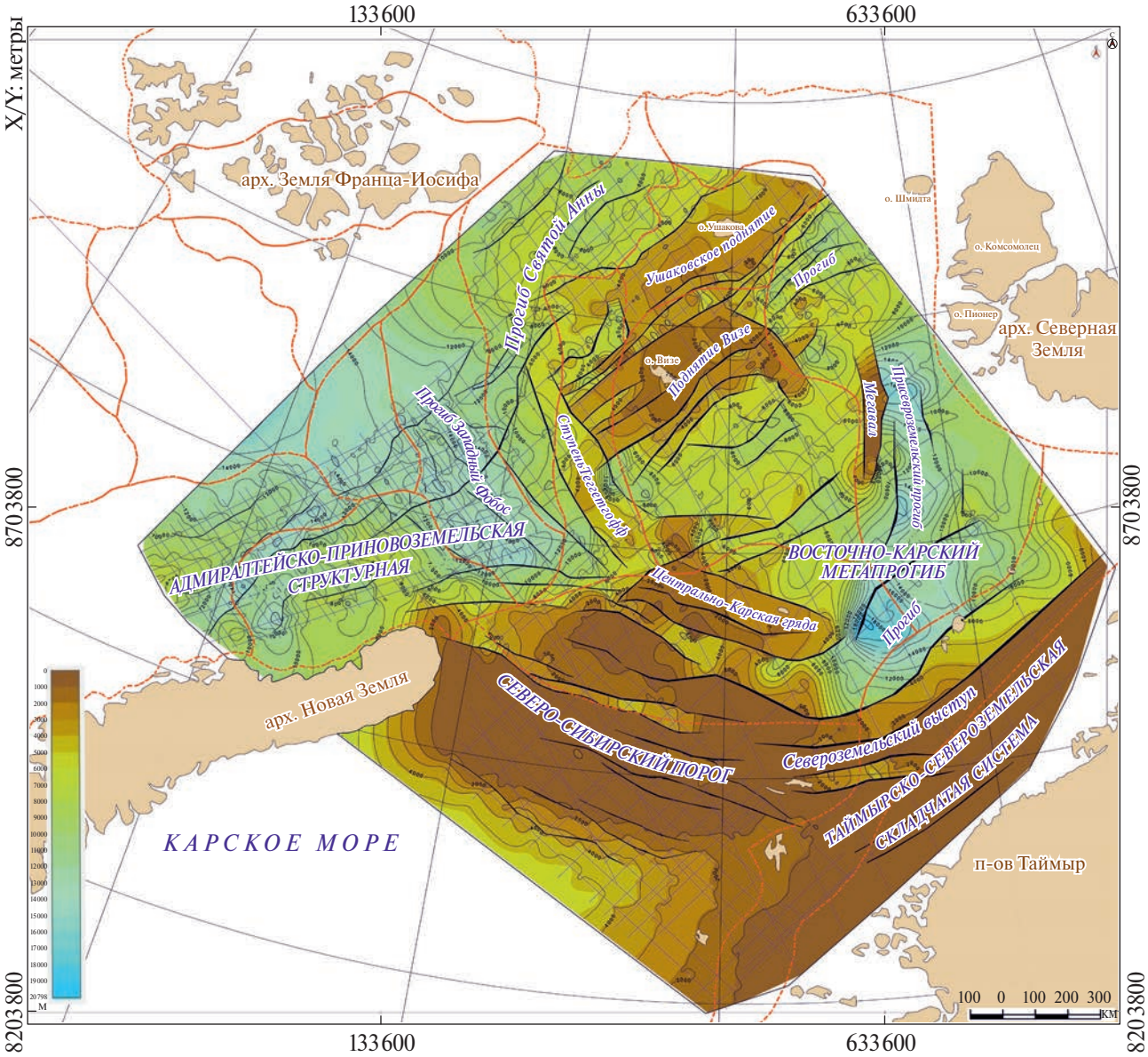


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема северной части Карского моря по поверхности акустического фундамента – отражающий горизонт ОГ А.

В сравнении с принятой до бурения базовой моделью отмечена тенденция к определению более древнего возраста некоторых палеозойских осадочных комплексов [15] (см. рис. 1).

Для создания актуализированной геолого-геофизической модели осадочного чехла северной части Карского моря в программный комплекс KINGDOM Suite v.8.7 [28] нами были загружены цифровые данные глубинных разрезов в формате SEG-Y по 192-м профилям, по которым была выполнена увязка и последующая интерпретация с пикировкой 4-х основных отражающих горизонтов, и затем – построение структурных схем по их поверхностям.

Поскольку Северо-Карский бассейн относится к неразбуренным частям шельфа, то считается целесообразным выделять в разрезе осадочного чехла не более 3-х опорных горизонтов. Такой подход был обоснован исследователями Федерального института землеведения и природных ресурсов ((BGR), Германия) в работах по изучению геологического строения моря Лаптевых [26], и принят нами в работах в пределах слабоизученных областей Арктического шельфа.

Из количества выделяемых на сейсмических разрезах отражающих горизонтов (ОГ) было выбрано только четыре ОГ, которые прослеживаются на всех разрезах по профилям, и расположены в тех

стратиграфических диапазонах, к которым могут быть приурочены элементы нефтегазоносных систем (флюидоупоры, коллекторы и нефтематеринские толщи):

– ОГ А – акустический фундамент архей–протерозойского возраста и подошва осадочного чехла севера Карского моря, характеризующийся расчлененным многочисленными дизъюнктивными нарушениями рельефом;

– KS1 – граница вблизи кровли силура, отделяющая терригенно-карбонатно-сульфатные комплексы мелководных и прибрежно-морских отложений от вышележащих толщ;

– KS2 – внутрипермское несогласие, образованное в результате регрессии моря и глобальной смене климата в нижнепермское время, вследствие чего карбонатное осадконакопление сменилось терригенным типом седиментации;

– KS3 – граница вблизи кровли триасовой толщи, представляющая собой эрозионный срез нижележащих терригенных отложений, для триасового комплекса отложений характерно широкое развитие магматических интрузий (силлов) долеритового состава, которые в волновом поле опознаются по аномальным отражениям типа “альфа”.

Приведена структурно-тектоническая схема по поверхности акустического фундамента (рис. 2).

Глубины погружения варьируют от 200 м в районе Северо-Сибирского порога до 19.5 км в Восточно-Карском мегапрогибе. Поверхность фундамента расчленена многочисленными дизъюнктивными нарушениями – сбросовыми, взбросовыми и взбросо-надвиговыми дисклокациями. Разрывные нарушения имеют как субширотное, так и субмеридиональное простирание. Также прослеживаются дугообразные зоны прогибов Уединения, Присевероземельского и в восточной части прогиба Воронина, ранее выделенные специалистами МГУ им. М.В. Ломоносова (Россия) и ПАО “НК “Роснефть” (Россия) [4, 20].

Выполненные по результатам интерпретации цифровых сейсмических материалов последних лет структурные построения хорошо согласуются с ранее построенными тектоническими картами ПАО “НК “Роснефть” [4, 20]. При построении тектонической основы актуализированной модели северной части Карского моря по изолиниям отражающего горизонта ОГ А, нами были скорректированы контуры главных тектонических элементов Северо-Карского бассейна, Восточно-Баренцевского и Северо-Сибирского порога, а также рифтогенных прогибов ордовикского возраста и их депоцентры (рис. 3).

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-КАРСКОГО БАССЕЙНА

Представления об этапах эволюции Северо-Карского бассейна базируются на результатах, основополагающих для северной части Карского моря, таких как [8, 9, 12, 17, 18, 22]:

– групповые геологические съемки масштаба 1 : 200 000 (ГГС-200) 1970–80-х гг. по островам архипелага Северная Земля;

– материалы государственных геологических новой серии карт и карт третьего поколения масштаба 1 : 1 000 000, в которых были обобщены современные данные по картированию сопредельной суши, и различных тематических исследований;

– данные изотопного датирования цирконов из образцов песчанистых пород ордовик–девонского возраста островов о. Большевик, о. Комсомолец и о. Октябрьской Революции архипелага Новая Земля.

По результатам выполненного ПАО “НК “Роснефть” стратиграфического бурения в истории геологического развития региона выделены следующие основные этапы [15].

• В кембрии образовался Тимано-Североземельский аккреционный окраинно-континентальный ороген, который стал частью палеоконтинента Балтика, что привело к формированию поверхности кристаллического/акустического фундамента, которая отражается как ОГ А на сейсмических разрезах и в потенциальных (гравимагнитных) полях.

• Северо-Карский бассейн начал формироваться в ордовике на протерозойско-кембрийском фундаменте как рифтовый задуговой бассейн в тылу ранне-среднеордовикского Кружилихинского вулканического пояса, близлежащее положение которого подтверждается выделяемой молодой популяцией цирконов с возрастами 466.9 ± 8.1 и 473.3 ± 5.1 млн лет в образцах песчаников среднеордовикского возраста [12, 21].

По результатам региональных сейсмических работ на площади Северо-Карского бассейна выделяется ряд прогибов – Уединения, Присевероземельский, Красноармейский, Воронина (Урванцева), имеющих рифтовую природу, на что указывает их дугообразная (серповидная) форма

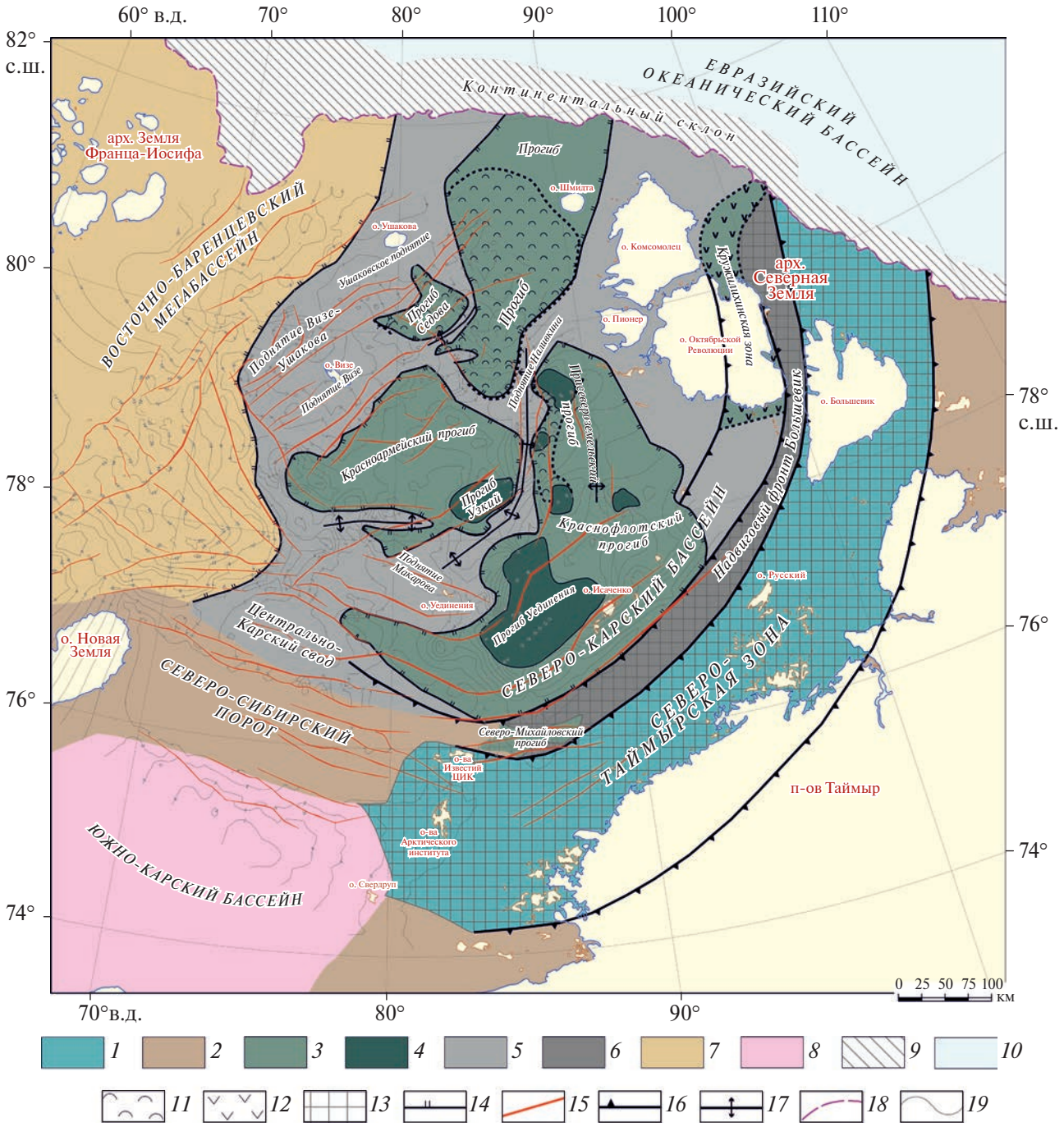


Рис. 3. Тектоническая схема Северо-Карского бассейна (по данным [21], с дополнениями).

1–2 – области складчатости: *2* – байкальской, *2* – герцинской; *3* – ордовикские рифтовые бассейны; *4* – депоцентры рифтовых бассейнов; *5* – поднятия и инверсионные валы, перекрытые чехлом; *6* – позднепалеозойский надвиговый фронт; *7–8* – рифтинг: *7* – позднедевонский (Восточно-Баренцевский бассейн), *8* – позднетриасовый–юрский (Южно-Карский бассейн); *9* – континентальный склон; *10* – океанический бассейн; *11* – области соляной тектоники; *12* – ранне-среднеордовикская вулканическая дуга (Кружилихинская зона); *13* – неопротерозойско–кембрийские метаморфические комплексы и турбидиты; *14* – границы тектонических элементов; *15* – разрывные нарушения; *16* – надвиги; *17* – инверсионные валы; *18* – бровка шельфа; *19* – изогипсы акустического фундамента (км)

в плане и широкая проявленность сбросов на бортовых частях [20].

• В структуре осадочного чехла Северо-Карского бассейна были выделены четыре мегасеквенции – синрифтовая, пострифтовая, постинверсионная и региональная чехольная [20]. Эти мегасеквенции также подтверждаются результатами проведенной нами интерпретации сейсмических разрезов,

геологическими данными ГГС-200 и тематических работ.

Синрифтовая (раннеордовикская) подтверждается выходами на островах арх. Северная Земля нижнеордовикских пород кружилихинской и ушаковской свит, в составе которых по результатам ГГС-200 присутствуют покровы эффузивных пород и туфов, прослои туфопесчаников и туфоалевролитов (нижняя часть кружилихинской свиты) [18].

Пострифтовая секвенция, представленная отложениями от среднего ордовика до позднего девона включительно, формировалась в полуизолированном бассейне с эвстатическими колебаниями уровня моря.

Возникшие в пострифтовом комплексе несогласия также проявляются в волновом поле сейсмических разрезов, но выделяемый нами отражающий горизонт вблизи кровли силура (KS1) обусловлен, в первую очередь, изменением литологического состава толщ в результате обмеления бассейна, поступлением обломочного органогенного, терригенного и глинистого материала в конце силура (лудлов) и возможной эрозии в некоторых частях Северо-Карского бассейна [12].

Смена обстановок осадконакопления в девоне доказана различием в спектрах цирконов – в области размыва в раннем девоне находились комплексы раннесилурийского возраста, в позднем девоне было большое поступление обломочного материала от Каледонского орогена и, возможно, – от Северо-Американской платформы [12, 21].

Основная фаза складчатости, обусловившая структурный план Северо-Карского бассейна, связана с коллизионными процессами, проявленными в каменноугольное время как результат герцинской фазы складчатости. В это время вдоль юго-восточного обрамления Северо-Карского бассейна начинает закладываться крупный, протяженный взбросо-надвиговый фронт о.Большевик [8, 9, 21]. Процессы коллизии в регионе и на островах арх. Северная Земля, в частности, проявлены массивами гранитоидов, закартированных и изученных на островах о. Октябрьской Революции и о. Большевик, их возраст определяется как нижне-среднекаменноугольный [8, 9].

Наиболее поздние по времени формирования пост-инверсионные мегасеквенции карбон–пермского или пермского возраста представлены весьма ограничено в разрезе на островах арх. Северная Земля.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ СИСТЕМЫ СЕВЕРО-КАРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

При уточнении количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата континентального шельфа Российской Федерации на 01.01.2017 г. в рамках Государственного задания ФГБУ “ВНИИОкеангеология” (г.Санкт-Петербург, Россия), в пределах Северо-Карской плиты была выделена самостоятельная Северо-Карская перспективная нефтегазоносная область СПНГО), для которой, так же как и для всех нефтегазоносных областей (НГО) континентального шельфа, нами была разработана характеристика перспективной нефтегазоносной системы для построения подсчетных планов и выбора внешних эталонов.

Перспективные нефтегазоносные комплексы ограничены отражающими горизонтами (ОГ), которые прослеживаются на сейсмических разрезах, это:

– ОГ А, связанный с поверхностью акустического фундамента;

– KS1, KS2 и KS3 – горизонты в осадочном чехле.

В разрезе осадочного чехла Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО) выделено шесть перспективных нефтегазоносных комплексов (ПНГК) (рис. 4):

– ордовикско–силурийский;
– девонско–нижнепермский;
– нижне-верхнепермский;
– триасовый;
– юрско–нижнебарремский;
– меловой.

Стратиграфическое положение комплексов определено по результатам сейсмических исследований, а литологический состав – по аналогии с островами арх. Северная Земля.

По составу, условиям формирования, структурным и геологическим особенностям строения перспективные нефтегазоносные комплексы Северо-Карской СПНГО близки нефтегазоносным комплексам Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПП). Аргиллиты нижней части русановской свиты на о. Пионер схожи с домаником северо-восточного склона Южного Тимана и Башкирского Предуралья [17].

Ордовикско–верхнедевонский ПНГК распределен преимущественно в грабенообразных прогибах Северо-Карской плиты.

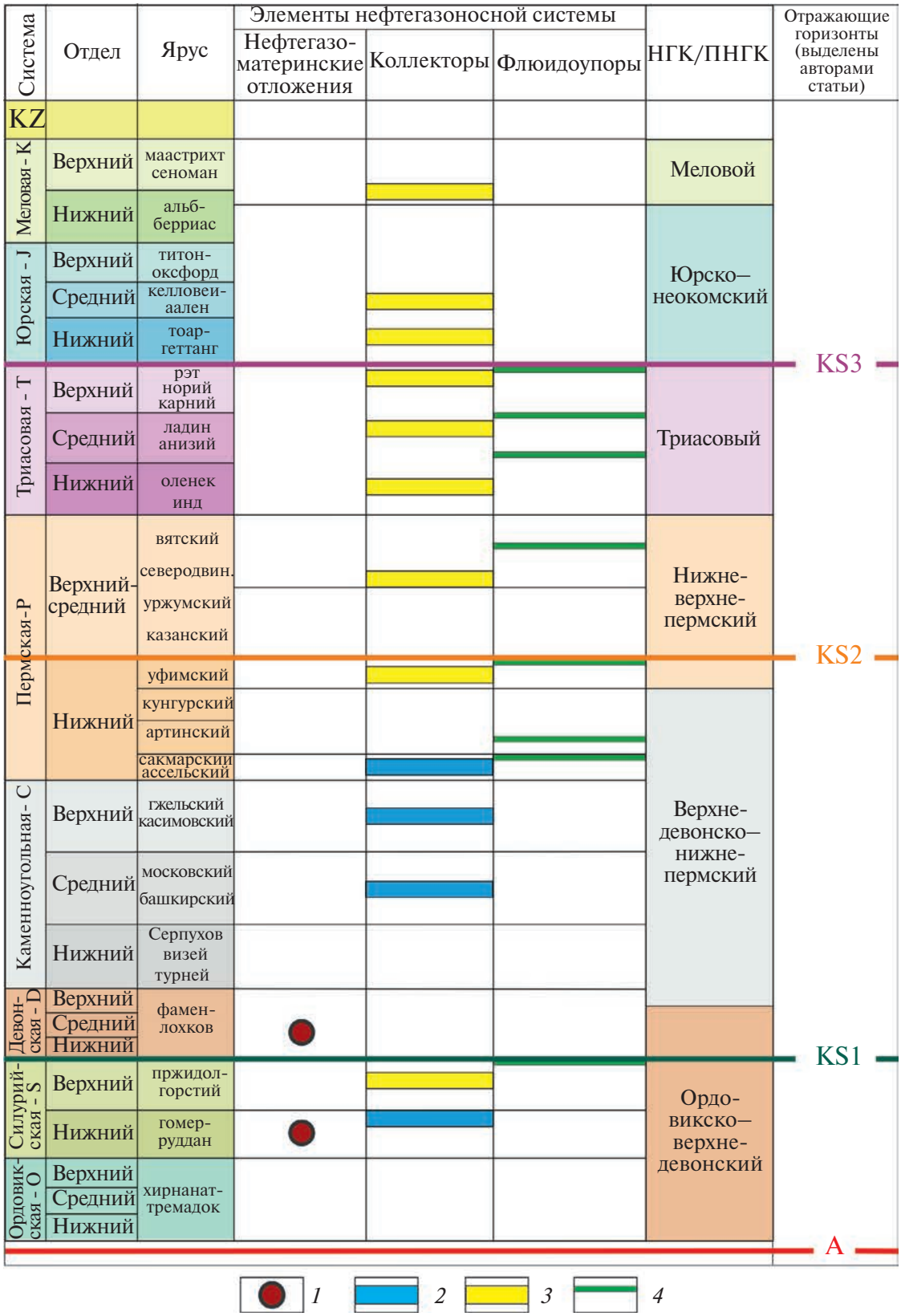


Рис. 4. Характеристика перспективных нефтегазоносных комплексов Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области.

Обозначено: НГК – нефатегазоносноый комплекс; ПНГК – перспективный нефтегазоносный комплекс. *1* – нефтематеринские породы; *2–3* – коллекторы: *2* – карбонатные, *3* – терригенные; *4* – флюидоупоры

Отложения ордовика представлены грубозернистыми терригенными породами и предположительно имеют клиноформное строение.

Отложения нижнего силура в пределах грабенов представлены карбонатными породами, а в районах поднятий они представлены карбонатно-сульфатными породами.

Перспективы комплекса связаны с карбонатными породами нижнего силура. Флюидоупорами предположительно являются сульфатные отложения комплекса, которые не имеют регионального распространения, и покрышки в данном случае обладают локальным характером.

В пределах комплекса предполагается также наличие соляных диапиров, которые могут способствовать формированию неструктурных ловушек углеводородов, однако в данном случае их наличие не влияет на перспективность комплекса. В качестве нефтематеринских пород мы рассматриваем черные битуминозные аргиллиты венлокского яруса нижнего силура, а также глинистые известняки, мергели и известковые аргиллиты русановской свиты нижнего девона.

Верхнедевонско–нижнепермский ПНГК имеет региональное распространение в пределах Северо-Карской самостоятельной ПНГО. По аналогии с естественными разрезами островов арх. Новая Земля и арх. Северная Земля состав девонских отложений предположительно является терригенным, а состав отложений карбона и нижней перми преимущественно карбонатный.

Зоны формирования крупных рифогенных тел не прослеживаются, но возможно формирование водорослевых биогермных тел, которые могут служить коллекторами с высокими фильтрационно-емкостными свойствами. Залежи могут экранировать глинисто-карбонатные отложения артинско–кунгурского возраста.

Нефтегенерационные и коллекторские свойства палеозойских отложений были изучены в рамках работ по выполнению Государственных геологических съемок на островах арх. Северная Земля, в ходе которых были открыты три битумопроявления на о. Пионер и о. Длинный (о. Самойловича) ГГС-200 [13, 17, 18]. Тематическими работами при проведении ГГС-200 были изучены и отложения всего стратиграфического диапазона от ордовика до позднего девона на всех островах архипелага [13].

Геохимические исследования пород и битумов включали только анализы по определению содержания органического углерода (Сорг.) и содержания хлороформенного битумоида “А”, на основе этих данных по расчетному коэффициенту битуминизации определялся тип битумов (мальты, кериты, асфальтены) [13]. Пиролитических исследований и методов молекулярной геохимии в 1970-е гг. не проводилось.

Тем не менее, нами выявлены основные особенности нефтегазоносности палеозоя островов арх. Северная Земля.

Содержания органического вещества Сорг. низкие (с колебаниями в интервале от 0.1 до 0.67% на породу) и крайне неравномерные по разрезу, исключение составляют породы русановской свиты нижнего девона на о. Пионер, где (при средних значениях 0.18–0.70% в известняках и черных мергелях) в районе битумопроявлений на р. Бурная и в среднем течении р. Пионерка, значения Сорг. достигают аномальных значений 10.5%.

Установлено наличие сингенетичных, и эпигенетических битумов, причем сингенетичные битумы приурочены к известнякам, мергелям и известковистым аргиллитам озернинской свиты среднего ордовика, североземельской свиты, русановской и альбановской свит нижнего девона. Эпигенетические битумы развиты на участках сгущений разломов и в зонах трещиноватости в виде гнезд, каверн и трещин в породах снежинской, среднинской и нижней части самойловичской свит нижнего силура, а также – в известняках русановской свиты нижнего девона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам интерпретации глубинных сейсмических разрезов по профилям была составлена сейсмостратиграфическая схема с выделенными основными отражающими горизонтами (см. рис. 1):

– A – акустический фундамент архей-протерозойского возраста и подошва осадочного чехла севера Карского моря;

– KS1 – граница вблизи кровли силура;

– KS2 – внутрипермское несогласие, отделяющее карбонатные коллекторские толщи от терригенных толщ;

– KS3 – граница вблизи кровли триасовой толщи.

Выбранные нами отражающие горизонты не противоречат существующим моделям строения осадочного чехла северной части Карского моря, однако сейсмостратиграфическая схема нуждается в подтверждении новыми данными стратиграфического

бурения, полученным в 2020 г. ПАО НК “Роснефть” (Россия) [15].

По данным о поверхности акустического фундамента нами была построена структурно-тектоническая схема, позволившая проследить основные структурно-тектонические элементы, перспективные с точки зрения нефтегазонакопления (см. рис. 2).

На основе структурных построения нами была актуализирована тектоническая схема Северо-Карского бассейна с отображением главных тектонических элементов и рассмотрены этапы формирования Северо-Карского бассейна, который начал формироваться в ордовике на протерозойско–кембрийском фундаменте (см. рис. 3).

В разрезе осадочного чехла Северо-Карского бассейна выделены подтвержденные результатами проведенной интерпретации сейсмических разрезов четыре мегасеквенции [20]:

– синрифтовая;
– пострифтовая;
– постинверсионная;
– региональная чехольная.

Нами рассмотрена схема перспективной нефтегазоносной системы региона исследования, где основными перспективными комплексами для выделяемой Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области являются ордовикско–силурийский и девонско–нижнепермский перспективные нефтегазоносные комплексы.

Перспективы нефтегазоносности ордовикско–силурийского комплекса предположительно связаны с карбонатными отложениями нижнего силура, в качестве нефтематеринских пород рассматриваются черные битуминозные аргиллиты венлокского яруса силура. Флюидоупорами могут служить сульфатные отложения комплекса, которые не имеют регионального распространения – покрышки локальные или зональные.

Девонско–нижнепермский перспективный нефтегазоносный комплекс имеет региональное распространение в пределах Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области. В качестве нефтематеринских пород могут рассматриваться глинистые известняки, мергели и известковистые аргиллиты русановской свиты нижнего девона.

Нефтегенерационные и коллекторские свойства палеозойских отложений были изучены в рамках работ по выполнению Государственных геологических съемок на островах арх. Северная Земля, однако перспективы нефтегазоносности палеозойских комплексов северной части Карского моря остаются предположительными в отсутствии прямых результатов бурения (данных по керну) в разных частях бассейна. Для дальнейших исследований необходимы материалы распределения органического вещества, данные фазового состава и степень катагенетической преобразованности нефтематеринских толщ на шельфе изучаемой акватории.

ВЫВОДЫ

1. Актуализация модели геологического строения слабоизученной северной части Карского моря по материалам современных региональных сейсмических исследований и обобщения результатов геологических съемок по островам арх. Северная Земля позволили дать обоснованный прогноз нефтегазоносности Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО). Существенный вклад в изучение сейсмостратиграфической модели осадочного разреза малоисследованного Северо-Карского бассейна привнесли работы ПАО “НК “Роснефть” (Россия) совместно с АО “Росгеология” (Россия) по реализации программы малоглубинного стратиграфического бурения, подтвердившие палеозойский разрез.

2. Совокупность региональных геофизических исследований, геолого-съемочных и тематических работ по островам Северной Земли, являющихся репером для изучения шельфа Карского моря, и результатов малоглубинного бурения позволили уточнить стратиграфическую приуроченность отложений, определить обстановки осадконакопления и эволюцию развития бассейна в взаимосвязи с основными тектоническими событиями, проследить основные источники сноса материала, оценить нефтегенерационные и коллекторские свойства на количественном и качественном уровне.

3. Основные перспективы Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО) связаны с распространением в зонах рифтогенных прогибов ордовикско–силурийского и девонско–нижнепермского нефтегазоносных комплексов осадочных пород. Последний имеет региональное распространение в пределах всей Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (ПНГО).

В качестве нефтематеринских пород могут рассматриваться глинистые известняки, мергели и известковистые аргиллиты русановской свиты

нижнего девона. Структурный план подошвы девонских отложений может быть детально прослежен по отражающему горизонту KS1, контрастно проявленному в волновых полях региональных сейсмических разрезов. Вместе с тем, для количественной оценки нефтегазоносной системы Северо-Карской самостоятельной перспективной нефтегазоносной области (СПНГО) с применением технологии бассейнового моделирования необходимо выполнить детальное изучение органо-геохимических свойств нефтегазоматеринских пород силура и девона и коллекторских свойств терригенных пород девона по обнажениям островов Северной Земли.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.М. Никишину (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) и Н.А. Малышеву (ПАО "НК "Роснефть", г. Москва, Россия) за обсуждение результатов и согласование сейсмостратиграфических моделей.

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

Финансирование. Настоящая работа выполнена в отделе нефтегазоносности Арктики и Мирового океана ФГБУ "ВНИИОкеангеология" в рамках Государственных заданий № 049-00018-19-00 за 2019 г. и № 049-00018-23-02 за 2023 г.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б.* Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2 500 000). – М.: ИЛРАН, 1998. 127 с.
2. *Васильева Е.А., Понина В.А., Аленевская Р.В. и др.* Отчет по государственному контракту № 03/04/70-351 от 05.12.2007 г. "Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Ушаковско-Новоземельской площади северной части Баренцева и Карского морей". – Мурманск: Севморнефтегеофизика, 2009, 716 с.
3. *Васильева Е.А., Понина В.А., Петрушина Е.П. и др.* Отчет по ГК № 01/04/331-13 от 18.10.2004 г. "Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна". – Мурманск: Севморнефтегеофизика, 2009. 464 с.
4. *Верба М.Л., Иванов Г.И.* Тектоническая карта Баренцево-Карского регионамасштаба 1 : 2500000: нефтегеологический и геоэкологический прогноз. – Тр. 9-й конференции "RAO/CIS Offshore-2009" (г. Санкт-Петербург, Россия) – СПб.: ХИМИЗДАТ, 2009. Т. 1. С. 19–23.
5. *Вержбицкий В.Е., Косенкова, Н.Н., Ананьев В.В., Малышева С.В., Васильев В.Е., Мурзин Р.Р., Комиссаров Д.К., Рослов Ю.В.* Геология и углеводородный потенциал Карского моря // Нефтегазовый журнал. 2012. № 1. С. 48–54.
6. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики// Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
7. Геология и полезные ископаемые России. – В кн. – Арктические и дальневосточные моря. – Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребицкого. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. Т. 5. Кн. 1. 478 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1 000 000 (новая серия). – Лист Т-45-47 (о. Октябрьской Революции). – Лист Т-48-50 (о. Большевик). – Под ред. Н.С. Малича, В.Н. Егорова. – СПб.: ВСЕГЕИ. 2003. 213 с.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). – Серия Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. – Лист Т-45-48 (мыс Челюскин). – Под ред. Г.В. Шнейдера – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.
10. *Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И.* Особенности геологического строения Северо-Карского шельфа по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 5–16.
11. *Долгунов К.А., Мартиросян В.Н., Васильева Е.А., Сапожников Б.Г.* Структурно-тектонические особенности строения и перспективы нефтегазоносности северной части Баренцево-Карского региона // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 70–83.
12. *Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А.* Результаты U–Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо- Карского бассейна // ДАН. 2015. Т. 464. № 4. С. 444–447.
13. *Клубов Б.А.* Природные битумы Севера. –-М.: Наука, 1983. 208 с.
14. *Конторович В.А.* Нефтегазоносность Карского моря // Деловой журнал "Neftegaz.ru". 2020. Т. 107. № 11. С. 34–43.
15. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Скарятин М.В. и др.* Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 3. С. 46–65.
16. *Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М., Обметко В.В., Мартиросян В.Н., Клещина Л.Н., Рейдик Ю.В.* Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 50–54.

17. *Марковский В.А., Куляшова Л.Н., Хапилин А.Ф. и др.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. – Серия Североземельская. – Листы Т-46, Т-47. – Под ред. Б.Г. Лопатина – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 267 с.
18. *Марковский В.А., Куляшова Л.Н., Хапилин А.Ф.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. – Серия Североземельская. – Листы U-46, U-47. – Под ред. Б.Г. Лопатина – Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 208 с.
19. *Мартиросян В.Н, Васильева Е.А, Устрицкий В.И. Супруненко О.И., Винокуров И.Ю.* Север Карского моря – высокоперспективная на нефть область Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 59–69.
20. *Никишин В.А.* Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря. – Дис. ... к.г.-м.н. – М.: МГУ. 2013. 21 с.
21. *Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Голованов Д.Ю., Проскурнин В.Ф., Соловьев А.В., Кулемин Р.Ф., Моргунова Е.С., Ульянов Г.В., Фокин П.А.* О выделении кембрийского Тимано-Североземельского орогена и периодизации геологической истории Северо-Карского осадочного бассейна на основе новых датировок детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 585–589.
22. *Сакулина Т.С., Дружинина Е.А., Крупнова Н.А. и др.* Отчет по государственному контракту ГК № 09/18/510-65 от 16.08.2016 г. “Комплексные региональные геофизические исследования с целью уточнения геологического строения и перспектив нефтегазоносности прогибов Святой Анны и Воронина”. – М.: Росгео, 2017. 896 с.
23. *Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н.* Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 2053–2066.
24. *Стрижак Е.А., Шлыкова В.В., Заварзина Г.А. и др.* Отчет по ГК № 28/03/70-141 от 17.07.2012 г. “Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности Северо-Сибирского порога и сопредельных структур Баренцевской, Карской и Западно-Сибирской плит”. – Мурманск: МАГЭ, 2014. 1118 с.
25. *Ступакова А.В.* Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.
26. *Franke D., Hinz K.* The structural style of sedimentary basins on the shelves of the Laptev Sea and western East Siberian Sea, Siberian Arctic // J. Petrol. Geol. 2005. Vol. 28. P. 269–286.
27. Tectonic map of the Arctic. – Ed. by O. Petrov. – Saint-Peterburg: VSEGEI, 2018.
28. KINGDOM Suite v.8.7, https://kingdom.ihs.com/ (Accessed July, 2023)

Tectonic Basis for Oil and Gas Potential in the North Kara Prospective Area (Western Arctic, Russia)

A. K. Tarasenko[a], *, A. K. Alekseeva[a], Yu. N. Khohlova[a], N. Yu. Inshakova[a]

[a]*All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), Angliisky pr., bld. 1, 190121 St.-Petersburg, Russia*

**e-mail: aniktar@mail.ru*

The Arctic shelf of Russia, and, in particular, the shelf of the Kara Sea, is one of the unique regions of the world with enormous hydrocarbon potential, however, due to the harsh weather conditions, it has been studied unevenly. The lack of deep and parametric drilling data in the northern part of the Kara Sea leads to numerous uncertainties in models of the geological structure of the region and, as a consequence, to uncertainties in assessments of the resource potential of this Arctic region. A large volume of 2D CDP seismic exploration was carried out in the northern part of the Kara Sea. The results of these works made it possible to clarify the geological structure of the Kara Plate, substantiate the boundaries of the North Kara independent promising region and promising areas within it, and assess hydrocarbon resources.

Keywords: northern part of the Kara Sea, Western Arctic, CDP 2D, structural interpretation, reflecting horizons, elements of the oil and gas bearing system, oil and gas potential

ГЕОТЕКТОНИКА, 2024, № 2, с. 84—108

УДК 553.98+548.562(268.56)+551.34

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДМЕРЗЛОТНОГО ГАЗОГИДРАТНОГО РЕЗЕРВУАРА НА ПРИТАЙМЫРСКОМ ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ (ВОСТОЧНАЯ АРКТИКА, РОССИЯ)

© 2024 г. Т. В. Матвеева[1, *], А. О. Чазов[1, 2], Ю. Ю. Смирнов[1, 3]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Английский пр., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле, Университетская наб., д. 7–9, 199034 Санкт-Петербург, Россия*
[3]*Российский государственный гидрометеорологический университет, Воронежская ул., д. 79, 192007 Санкт-Петербург, Россия*

**e-mail: tv_matveeva@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.10.2023 г.
После доработки 10.11.2023 г.
Принята в печать 24.11.2023 г.

В статье рассмотрены условия образования газовых гидратов, связанных с реликтами мерзлых пород в Карском море. Прогноз распространения реликтовой мерзлоты и обусловленной ей зоны стабильности метановых гидратов выполнен на основе численного моделирования путем решения уравнения теплопроводности. По данным моделирования для шельфа Карского моря прогнозируется обширная термобарическая зона реликтовой подводной мерзлоты, наибольшие мощности которой (до 600 м) приурочены к Притаймырскому шельфу. По результатам анализа модельных, буровых и сейсморазведочных данных, юго-западный шельф Карского моря характеризуется островной мерзлотой. На северо-восточном шельфе характер мерзлоты также прерывистый, несмотря на большие мощности мерзлых толщ. Впервые охарактеризован криогенный газогидратный резервуар на Притаймырском шельфе. Данные сейсморазведки и численного моделирования показали приуроченность газогидратного резервуара к несогласно залегающим силурийско–девонским и подстилающим их триасово–юрским толщам. Однако по новейшим данным бурения возрастная привязка, по всей вероятности, может быть скорректирована как ордовикско–девонская, триасово–юрская. Толщина газогидратного резервуара варьирует от 800 до 1100 м. На основе интерпретации данных МОВ ОГТ, данных бурения и сопоставления их с модельными расчетами зоны стабильности метановых гидратов впервые охарактеризован резервуар криогенных газовых гидратов, а также определены его мощности, морфология, дана предварительная сейсмостратиграфическая привязка, выявлены мерзлые отложения и подмерзлотные ловушки стратиграфического, сводового и сводово-стратиграфического типов. Из-за благоприятных термобарических и мерзлотно-геотермических условий большинство выявленных ловушек могут оказаться подмерзлотными скоплениями гидратов. Всего обнаружено пять потенциальных скоплений гидратов, приуроченных к структурным депрессиям – прогибу Уединения и его борту, состоящему из ступени Егиазарова и Северо-Михайловской депрессии.

Ключевые слова: Восточная Арктика, Карское море, Притаймырский шельф, реликтовая подводная мерзлота, криогенные газовые гидраты, скопления газовых гидратов, газогидратный резервуар, зона стабильности газовых гидратов, численное моделирование, сейсморазведка, сейсмические атрибуты

DOI: 10.31857/S0016853X24020053, **EDN:** EAFJVU

ВВЕДЕНИЕ

Газовые гидраты – льдоподобные соединения молекул газа и воды, образующиеся под действием ван-дер-ваальсовых сил в условиях относительно высоких давлений и низких температур. В природных обстановках самым распространенным газом-гидратообразователем является метан. В одном объеме гидрата метана может содержаться до 164 объемов газа, что объясняет интерес к газовым гидратам как к топливу будущего (первые эксперименты уже осуществлены) [44, 55]. С другой стороны, в связи со способностью газовых гидратов содержать в компактной форме значительные количества метана, предполагается, что газовые гидраты разлагаясь могут вносить свой вклад в глобальное потепление климата [53, 63]. С позиции фундаментальной науки газовые гидраты являются одним из компонентов океанического литогенеза и глобального цикла углерода на Земле.

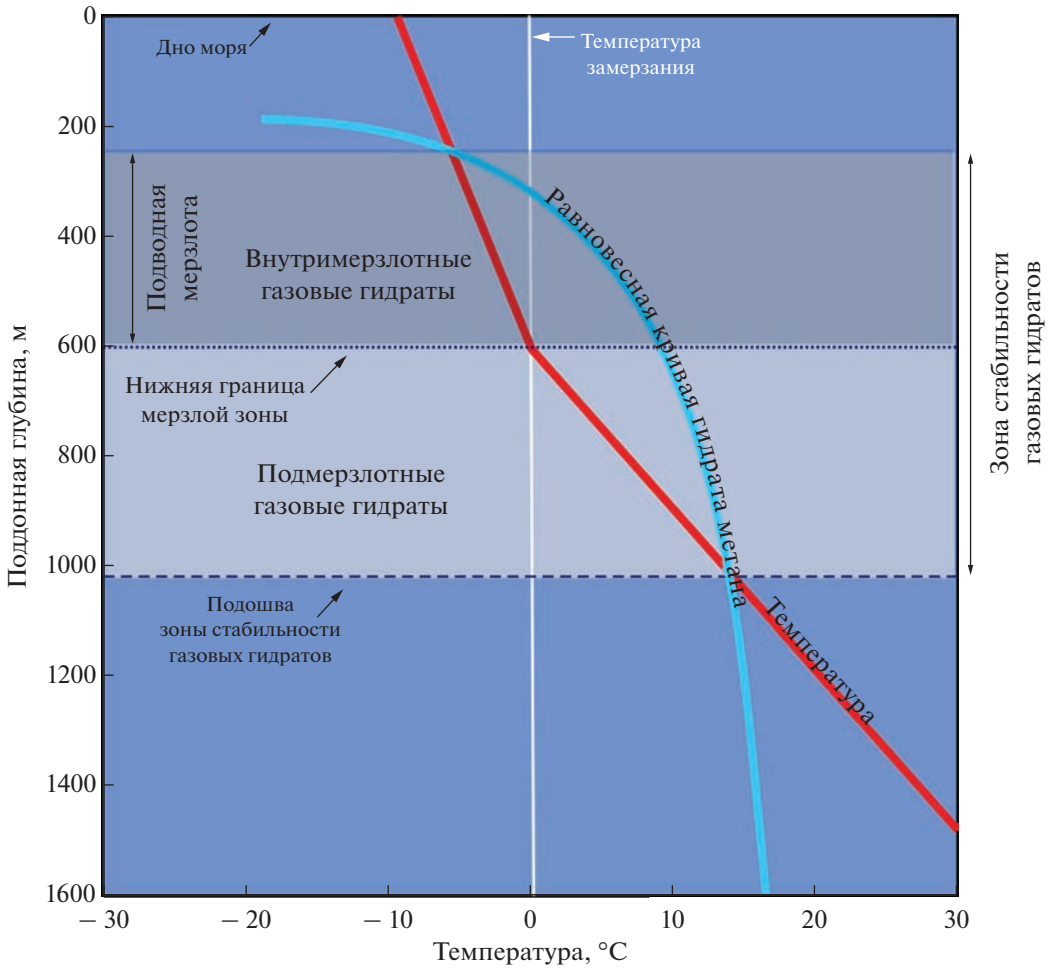


Рис. 1. Диаграмма равновесных условий стабильности гидратообразования (температура, давление) для определения зоны стабильности гидрата метана, обусловленной субаквальной реликтовой мерзлотой.

Образование субмаринных газовых гидратов в большинстве случаев приурочено к обстановкам, где есть миграция свободного или водорастворенного газа в зону стабильности газовых гидратов. Условия стабильности газовых гидратов различного состава описываются экспериментальными равновесными кривыми в P–T осях. В субмаринных условиях параметр давления подменяется давлением столба воды (глубиной моря), а температура – геотермическим градиентом, описывающим поступление тепла из недр (рис. 1).

Даже незначительные изменения термобарических условий могут изменить параметры зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) и привести к разложению твердых газовых гидратов на газ и воду и вызвать разгрузку газа на морском дне.

Особенностью мелководных арктических шельфов является формирование газовых гидратов по криогенетической модели, которая связывает образование скоплений газовых гидратов с субмаринной мерзлотой [6] (см. рис. 1).

Активизация восходящих тектонических движений на шельфе арктических морей в позднем кайнозое обусловила колебания уровня моря, следствием чего явились неоднократные смены регрессивных и трансгрессивных циклов. В истории развития криолитозоны Западноарктического шельфа и палеошельфа можно выделить три основных этапа [15, 17, 23, 30, 31, 35]:

– плейстоценовые трансгрессии;

– позднеплейстоценовые (предголоценовые) регрессии;

– позднеплейстоцен–голоценовые трансгрессии.

Первый этап плейстоценовых трансгрессий, охватывающий время с эоплейстоцена до второй половины позднего плейстоцена, характеризовался преимущественно неблагоприятными для формирования субмаринной мерзлой зоны условиями из-за обширных трансгрессий. В западном секторе Арктики морские воды проникали далеко на юг.

Второй этап позднеплейстоценовых (предголоценовых) регрессий был оптимальным для глубо-

кого промерзания практически всего современного шельфа. Обнаженные в процессе отступления моря участки шельфа, подверглись субаэральному промерзанию. В ходе формирования мерзлоты, существующие залежи газа могли трансформироваться в скопления газовых гидратов [6, 31, 42].

Третий завершающий этап позднеплейстоцен–голоценовых трансгрессий, который начался приблизительно 19–18 тыс. лет назад, характеризовался постепенной сменой субаэральной обстановки на субаквальную. Термоабразия и деградация мерзлой зоны были важнейшими сопутствующими трансгрессии процессами. В ходе голоценовой трансгрессии, связанной с быстрым эвстатическим подъемом уровня Мирового океана, который в интервале времени от 19–18 до 7–5 тыс. лет назад проходил со средней скоростью около 0.6 см/год, абразией и термоабразией была переработана значительная толща сформировавшихся ранее отложений различного генезиса и возраста, переведены в субаквальное положение мерзлые породы, образованные при субаэральном промерзании. Таким образом, возникла обстановка, благоприятная для сохранения реликтов подводной мерзлоты, с которыми и связано формирование условий стабильности для криогенных газовых гидратов в настоящее время.

Наличие реликтов подводной мерзлоты (РПМ) в морских отложениях понижает положение нулевой изотермы, что обуславливает распространение отрицательных температур на более глубокие горизонты поддонного разреза и, соответственно, формирование зоны стабильности криогенных газовых гидратов. Таким образом, пониженные температуры благодаря наличию реликтов подводной мерзлоты позволяют газогидратам оставаться стабильными на суше и арктическом мелководье, а мощность зоны стабильности газовых гидратов здесь напрямую зависит от толщины вышележащего слоя вечной мерзлоты [64].

Данные каротажа, сейсморазведки и бурения скоплений газовых гидратов в дельте Маккензи и на Северном склоне Аляски показывают, что гидраты газа, связанные с вечной мерзлотой, приурочены, в основном, к высокопроницаемым горизонтам под зоной реликтов подводной мерзлоты (подмерзлотные скопления), реже – к нижней части зоны (внутримерзлотные скопления) [41, 42].

Подводная мерзлота на шельфе Карского моря довольно хорошо изучена бурением, а также сейсмоакустическим профилированием [16, 20–26, 61, 62]. Однако все подобные изыскания сконцентрированы в юго-западной части акватории.

По данным численного моделирования опубликовано большое количество недавних прогнозов площадного распространения подводной мерзлоты на шельфе Карского моря [39, 47, 57, 60]. В работе [57] прогнозировалась также ЗСГГ. Однако ни в одной из опубликованных работ не имеется данных о положении кровли мерзлых отложений и кровли ЗСГГ. Хотя именно положение границ подводной мерзлоты и зоны стабильности имеет принципиально важное значение при характеристике резервуара криогенных гидратов газа.

На Евразийском арктическом шельфе криогенные скопления газовых гидратов неизвестны, хотя он и является самым обширным с широким распространением подводной мерзлоты. Изучения газогидратных резервуаров с выделением локальных потенциально газогидратоносных структур, связанных с мерзлотой, на шельфе арктических морей России ранее не проводилось. Северо-Карский шельф в отношении мерзлоты все еще слабо изучен с низкой надежностью имеющихся данных по реликтам подводной мерзлоты.

Газогидратоносность этого региона не подтверждена геолого-геофизическими работами и ранее оценивалась в рамках глобальных прогнозов на основе термобарических или палеоклиматических и мерзлотно-геотермических условий [57, 60]. Однако наличие на определенных глубинах условий стабильности газогидратов не означает, что они сформировались в осадочном чехле. Для более обоснованного прогноза необходим анализ геологического строения в общем (региональном) плане с точки зрения перспектив нефтегазоносности и рассмотрение таких элементов нефтегазоносных систем, как коллекторы и флюдопроводники, а также ловушки, купольная тектоника.

Таким образом, газогидратный резервуар включает зоны:

– стабильности газогидратов;

– сохранения реликтов подводной мерзлоты;

– развития мощных осадочных толщ, обладающих высокими газо-генерационными, емкостными и фильтрационными свойствами в той части осадочного разреза, который входит в зону стабильности газогидратов.

Зоны стабильности газогидратов и сохранения реликтов подводной мерзлоты генетически связаны. Газогидратные резервуары имеют ряд отличий от резервуаров традиционных углеводо-

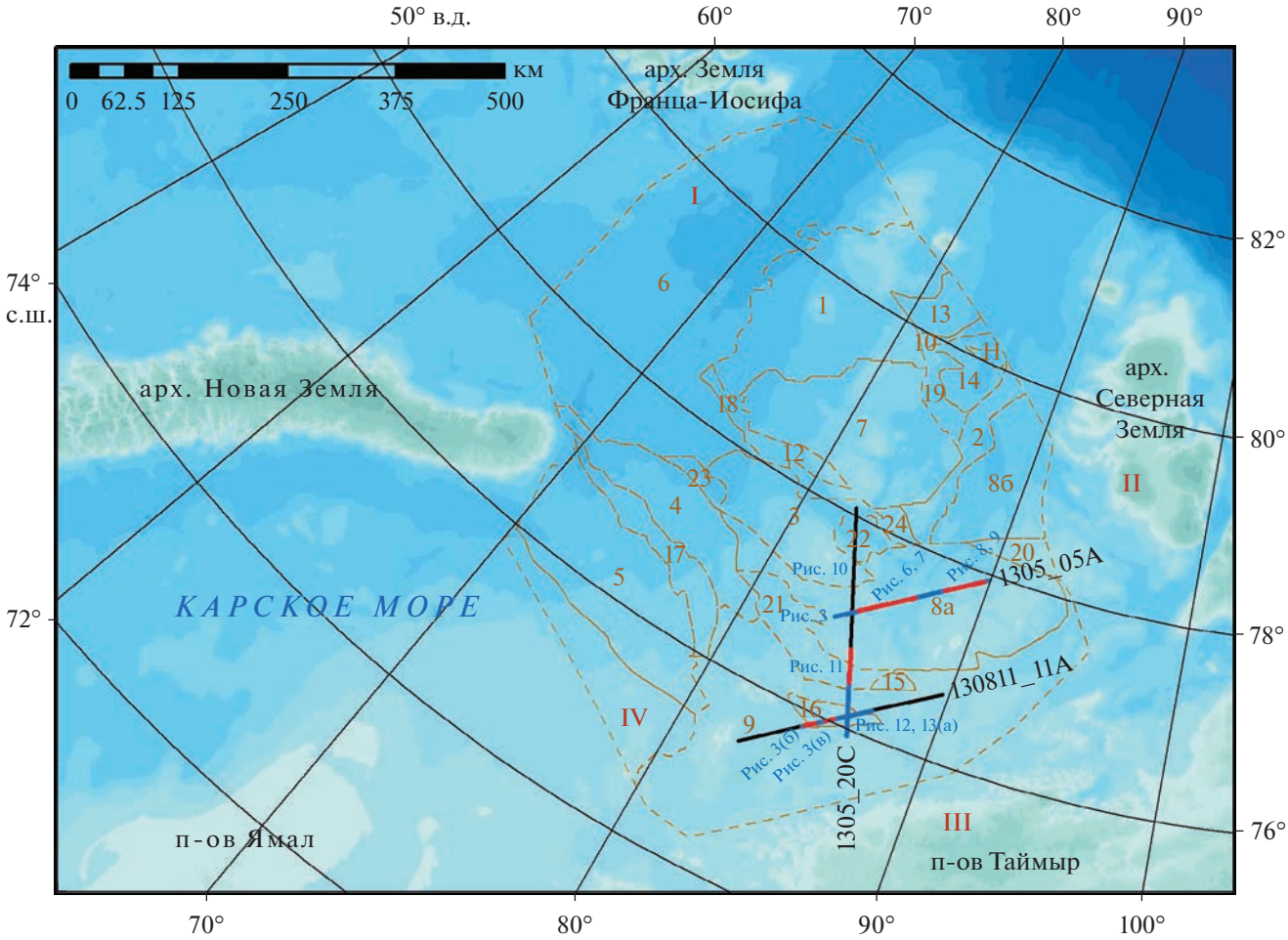


Рис. 2. Положение сейсмических профилей на Притаймырском шельфе Карского моря.

Показаны профили (черным) и отрезки профилей (синим и красным).

Тектонические элементы Северо-Карского региона (по [16]) – *надпорядковые*: I – Карская плита, II – Северо-Баренцевская впадина, III – Пайхой-Новоземельская складчатость, IV – Южно-Карская впадина, V – Таймырско–Североземельская складчатость; *положительные 1-го порядка:* 1 – мегавал Ушакова–Визе, 2 – мегавал Наливкина, 3 – свод Макарова, 4 – Центрально-Карский свод, 5 – Северо-Сибирский мегавал; *отрицательные 1-го порядка:* 6 – прогиб Фобос, 7 – Красноармейский прогиб, 8а – прогиб Уединения, 8б – Присевероземельский прогиб, 9 – Североземельский выступ; *положительные 2-го порядка:* 10 – вал Албанова, 11 – вал Безымянный-2, 12 – поднятие Скалистое; *отрицательные 2-го порядка:* 13 – котловина Седова; 14 – прогиб Урванцева–Воронина, 15 — котловина Безымянная-3, 16 – депрессия Северо-Михайловская, 17 – прогиб Натальи; *полузамкнутые:* 18 – седловина Ермолаева, 19 – ступень Безымянная-1, 20 – Краснофлотский мыс, 21 – ступень Егиазарова, 22 – седловина Меннера, 23 – седловина Марковского, 24 – ступень Погребицкого.

родов – природных тел, состоящих из пород-коллекторов, частично или со всех сторон ограниченных относительно непроницаемыми породами и являющимися естественными вместилищами для нефти, газа и воды.

Ввиду специфических термобарических и флюидо-динамических условий образования газовых гидратов газогидратный резервуар не только не подразумевает наличие непроницаемых покрышек, но и напротив, характеризуется наличием флюдопроводящих зон (в большинстве случаев – субвертикальных). Морфология углеводородного резервуара обычно определяется соотношением в разрезе и по площади пород-коллекторов с вмещающими их слабопроницаемыми породами, препятствующими рассеиванию углеводородных флюидов и способствующими формированию залежей.

Для газогидратного резервуара, напротив, большое значение, помимо хороших коллекторских свойств и наличия достаточного количества газа в поровом пространстве, имеют наличие достаточного количества реакционноспособной воды и термобарические условия. Роль флюидоупора, применительно к резервуару газовых гидратов, играет зона стабильности газовых гидратов –

та часть литосферы, где гидраты углеводородных газов могут образовываться и находиться в стабильном состоянии длительное время. Таким образом, газогидратный резервуар ограничивается не вещественными (или материальными) границами, в качестве которых в традиционном нефтегазовом резервуаре выступают покрышки, но физическими, температурными и химическими полями и также флюидо-динамическими условиями, обеспечивающими восходящую фильтрацию гидратообразующих газа и воды через зону стабильности.

Отличием является и тот факт, что при наличии плохо проницаемых горизонтов ниже ЗСГГ, образования гидратов в недрах происходить не будет из-за отсутствия количества газа, достаточного для перенасыщения им поровых растворов. Кроме этого, образование газогидратов, хотя и контролируется гранулометрическим составом вмещающих их отложений, что наиболее благоприятно в отложениях с хорошими коллекторскими свойствами, может происходить и в тонкозернистых глинистых отложениях, не являющихся коллекторами.

Составными частями резервуара криогенных газогидратов, помимо ЗСГГ, толщи реликтов подводной мерзлоты, а также флюдопроводников, являются ловушки углеводородов, часть объема которых аккумулировалась в скопления газовых гидратов, в ходе субаэрального промерзания осадочных толщ либо после промерзания. В любом случае, газогидратный резервуар приурочен к верхнему структурному этажу, который традиционно не рассматривается в качестве нефтегазоперспективного.

Актуальность прогнозирования, выявления и изучения криогенных скоплений газовых гидратов на арктическом шельфе и характеристики газогидратного резервуара обусловлена не только значительным ресурсным потенциалом газовых гидратов и их вкладом в глобальные климатические изменения. Их изучение важно также для понимания морфологии газогидратного резервуара, поскольку ранее криогенные скопления на Евразийском шельфе не только не были обнаружены, но и не прогнозировались.

Целью настоящей статьи является прогнозирование газогидратного резервуара, связанного с реликтами подводной мерзлоты на Притаймырском шельфе Карского моря на основе математического моделирования подводной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов, и его характеристика по данным сейсморазведки МОВ ОГТ.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Притаймырский шельф принадлежит к Северо-Карскому бассейну, рассматриваемому как отдельная тектоническая область древней стабилизации – Северо-Карская плита (рис. 2).

Она сложена преимущественно допалеозойскими и палеозойскими отложениями и тектонически связана со структурами Восточно-Сибирской платформы. На юго-востоке и востоке Северо-Карского шельфа обнажаются смятые в складки структурно-вещественные комплексы Северного Таймыра и Северной Земли, а на юго-западе и северо-западе экспонируются комплексы Новой Земли и Земли Франца-Иосифа [10] (см. рис. 2).

Здесь в качестве перспективных рассматриваются в основном отложения палеозоя, которые доминируют в составе осадочного чехла. Косвенные сведения о составе и нефтегазоносности пород получены по результатам изучения обнажений на близлежащих островах и архипелагах. Учитывая, что эта часть акватории не была до 2022 г. изучена глубоким бурением, модели геологического строения этого бассейна базировались только на геофизических материалах и геологических данных по островам и архипелагам [32].

Северо-Карский бассейн имеет достаточно мощный осадочный чехол (до 15 км [10]), в его составе выделяется пять основных прогибов, разделенных различными поднятиями (см. рис. 2):

– прогиб Присевероземельский;
– прогиб Уединения;
– прогиб Красноармейский;
– прогиб Узкий;
– прогиб Урванцева.

В бассейне выделяются четыре мегасеквенции:

– синрифтовая;
– пострифтовая;
– постинверсионная;
– региональная чехольная.

Рифтогенные впадины северо-восточной части шельфа Карского моря охарактеризованы с помощью геофизических данных. Прогибы Уединения и Длинный разделены сравнительно узкой зоной поднятий фундамента субширотного простирания. Их борта осложнены системами разломов субширотного, северо-восточного и субмеридионального направления, разбивающими фундамент на отдельные блоки, ступенчато погружающиеся к осевым частям.

Глубина залегания фундамента в прогибах 14–16 км. Основной этап погружения сопоставлялся

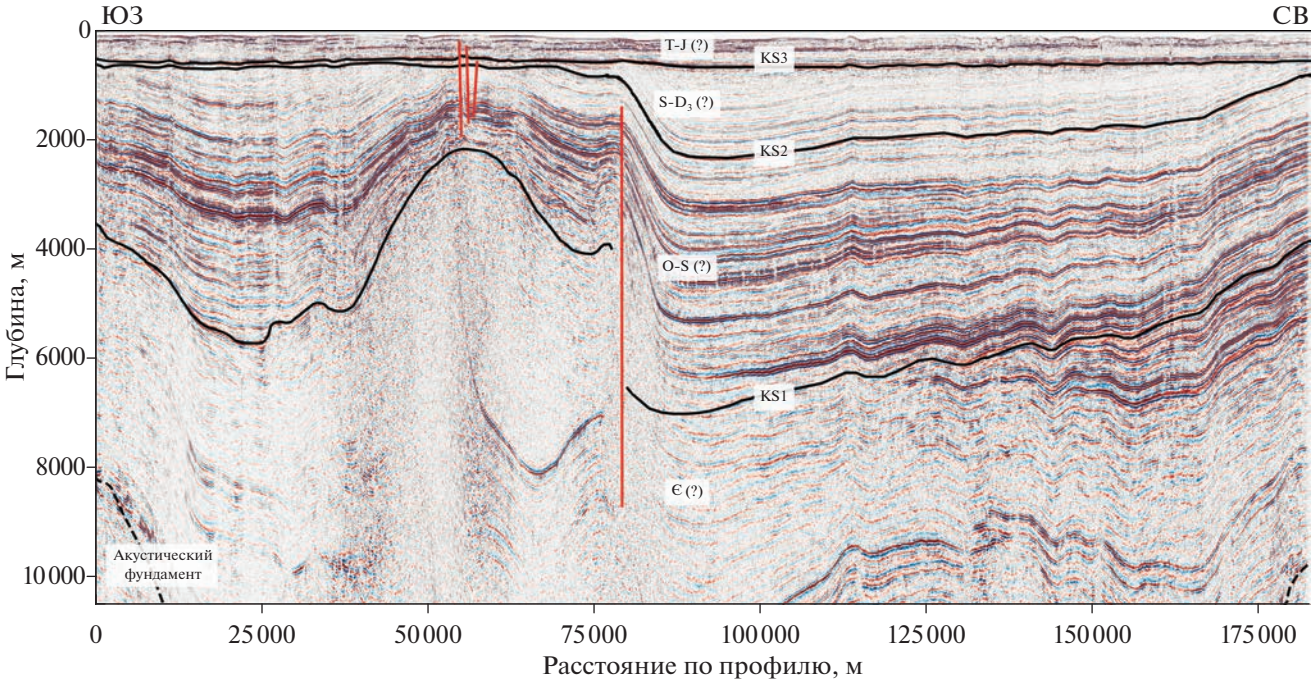


Рис. 3. Разрез по профилю 1305_05А (АО "Севморнефтегеофизика", г. Мурманск, Россия) с отражающими горизонтами и возрастной привязкой сейсмокомплексов (по данным [12, 31], с изменениями и дополнениями). Показаны разломы (линии красным). Положение профиля – см. рис. 2.

здесь с каледонским тектогенезом на основании данных геологических наблюдений на Северной Земле [7]. Данные о сейсмоскоростях, а также результаты сейсмостратиграфического анализа по региону позволили предполагать ранне-позднепалеозойский возраст выполняющих прогибы осадочных толщ [4].

Сейсморазведочные данные позволили охарактеризовать Северо-Карский бассейн с сейсмостратиграфических и структурно-тектонических позиций как перспективный в отношении нефтегазоносности. Здесь в отложениях различных осадочных комплексов выделяются антиклинальные, структурно-тектонические, структурно-стратиграфические, структурно-литологические, тектонически-экранированные ловушки. На основании сейсмофациального анализа перспективы нефтегазоносности этого региона связываются с рифогенными постройками и солянокупольными структурами [11].

Наличие диапиров и раннепалеозойской соляно-купольной тектоники, относящейся, вероятно, к позднему ордовику, отмечается также по северному краю Северо-Карского бассейна в прогибе Урванцева [14, 36]. На основе интерпретации сейсмических данных и бассейнового моделирования Северо-Карский бассейн отнесен к преимущественно газоносным в связи с высокой зрелостью предполагаемых ордовикско-силурийских нефтегазоматеринских отложений [5].

В отношении нефтегазогеологического районирования северная часть Карского моря представляет собой самостоятельную Северо-Карскую перспективную нефтегазоносную область (СПНГО), нефтегазоносность которой охарактеризована с использованием эталонных участков Тимано-Печорской провинции и на основе изучения островов архипелага Северная Земля с установленными там прямыми признаками силурийско–девонских отложений [1].

На большей части Северо-Карского бассейна на временных разрезах четко фиксируется эрозионная поверхность, разделяющая палеозойские и маломощные мезозойские отложения, с которой в этом регионе связан крупный перерыв в осадконакоплении.

Исследование нефтегазоносных систем проводилось на основе профиля 130505 ОАО "Севморнефтегеофизика" (г. Мурманск, Россия) [3].

В волновом поле сейсмических разрезов северной части Карского моря ранее был выделен ряд отражающих горизонтов, четыре из которых были прослежены в осадочном чехле Северо-Карского бассейна [1, 2] (рис. 3, горизонты F, KS-1–KS-3).

Отражающий горизонт F соответствует поверхности акустического фундамента архей–протерозой-

ского возраста; горизонты KS-1, KS-2 и KS-3 расчленяют палеозой–мезозойский осадочный чехол на ряд сейсмических комплексов.

Отражающий горизонт KS-1 – геологическая граница, прослеженная на глубинах от 11.5 км на западе до 300 м на севере и юге и выклинивающаяся к восточной и юго-восточной части акватории. Данный горизонт, возможно, маркирует кровлю силурийско–ордовикских толщ, сформированных в ходе трансгрессии моря, отделяя терригенно-карбонатно-сульфатные комплексы мелководных и прибрежно-морских отложений от вышележащих толщ [1, 2].

Отражающий горизонт KS-2 выделяется на глубинах от 8.5 км на западе и 200 м на востоке и выклинивается к юго-востоку и северо-востоку акватории. Этот горизонт интерпретируется как внутрипермское несогласие, образованное в результате регрессии моря, глобальной смены климата в нижнепермское время и установления терригенного типа седиментации. KS2 также интерпретируют как границу между нижележащими карбонатно-сульфатными коллекторскими толщами и вышележащими терригенными породами [1, 2].

Отражающий горизонт KS3 соотносится предположительно с кровлей триасовой толщи и представляет собой эрозионный срез нижележащих терригенных отложений, который выделяется на поддонных глубинах 2500–120 м [1, 2].

В работе [15] приведены результаты первых буровых работ, сопровождавшихся сейсморазведкой в северной части Карского моря, подтверждающие палеозой–мезозойскую модель осадочного чехла Северо-Карского бассейна.

Синрифтовые отложения отнесены к кембрийской системе и представлены терригенными и карбонатно-терригенными коллекторами с прослоями глин. Вероятно, в интересующем нас интервале разреза это – осадочная толща, ограниченная акустическим фундаментом и отражающим горизонтом KS-1, ранее датированная силуром и ордовиком.

Отложения нижней части среднего структурного этажа представлены карбонатными толщами ордовика и нижнего силура, и в верхней части – терригенными коллекторами с прослоями глин. Отложения среднего структурного этажа ограничены отражающими горизонтами KS-1 и KS-3 и ранее были датированы девоном–триасом.

Верхний структурный этаж представлен терригенным комплексом отложений триасово–юрского возраста, который ранее был отнесен к юрской и меловой системам.

Таким образом, новые данные, полученные на основе бурения, показывают более древний возраст осадочного чехла, при этом положение элементов нефтегазоносных систем (коллекторов разного состава и флюидоупоров) относительно горизонтов KS-1, KS-2 и KS-3, вероятно, совпадает с нефтегазоносными комплексами из [1], используемыми в нашей работе.

Далее мы используем сейсмостратиграфию по [1, 2], указывая возрастные датировки со сдвигом в сторону более древнего возраста, с учетом новых данных по стратиграфическому бурению.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Численное моделирование подводной мерзлоты и зоны стабильности криогенных газовых гидратов

После перехода мерзлой толщи, сформированной в субаэральных условиях, в субаквальное положение начинается ее прогрев под воздействием глубинного потока тепла, а затем и деградация снизу. При достижении в результате деградации снизу мощности, отвечающей стационарным условиям, дальнейшее развитие реликтовой субмаринной мерзлоты во многом определяется характером гидродинамической обстановки у дна.

Таким образом, имея палеогеографический сценарий, эвстатическую кривую колебаний уровня моря, данные о глубинном тепловом потоке, океанологические данные о температурах и солености придонных вод и климатических изменений, можно на основе математического моделирования предсказать состояние реликтовой субмаринной мерзлой зоны и связанной с ней зоны стабильности газовых гидратов (ЗСГГ). Методика моделирования и картирования реликтов подводной мерзлоты и ассоциированной ЗСГГ для моря Лаптевых подробно описаны в [59].

По сравнению с работой [59], в этом исследовании методика претерпела ряд изменений. Расчет зоны стабильности газовых гидратов проводился для критического сценария, т.е. при нулевом содержании газогидратов в порах. Изменения также претерпело верхнее граничное условие, которое получило представление, схожее с работами [28, 52], как синтез палеореконструкций относительной температуры воздуха ($T_г$) и эвстатических колебаний уровня моря из модели [45] за 440 тыс. лет (наиболее репрезентативная часть кривой [58]) с осредненными за 30 лет (с 1992 по 2023 гг.) данными по температуре (T_{bot}, °C) и солености

придонной воды (S_{bot}, ‰) [54], а также приземной температуры воздуха (ΔT_a, °C) [49].

Для периодов регрессии моря (согласно эвстатической кривой), когда суша была открыта для выхолаживания, температура на верхней границе принималась равной приземной температуре воздуха, т.е. $T^t_{(z=0)} = T^t_a$, где $T^t_a = T^t_r + \Delta T^t_a$. Для периода трансгрессии моря температура на верхней границе определялась температурой придонной воды, т.е. $T^t_{(z=0)} = T^t_{bot}$.

Температура замерзания поровой воды (T_f, °C) представлялась как функция от придонной солености морской воды (S_{bot}). Соленость учитывалась только в зональной изменчивости и принималась постоянной по разрезу, поскольку нас интересовали только первые сотни–тысяча метров, в пределах которых изменение солености поровой воды незначительно [51]. Температура замерзания была представлена как функция не только солености, но и давления (глубины моря) [57]:

$$T_f = -0.73P - 0.064S, \quad (1)$$

где S – концентрация соли в морской воде (г/кг). При этом давление принималось гидростатическим:

$$P = \rho g h, \quad (2)$$

где h – глубина относительно уровня моря, ρ – плотность морской воды, g – ускорение свободного падения.

В модели учитывались приращения за счет гидростатического давления для субаквальных условий и атмосферного давления для субаэральных условий [65].

Сопоставление геотермических измерений из архива [46] с картой [33] позволили нам определить с учетом [34] среднюю величину теплового потока для Притаймырского шельфа Карского моря, равную 57.2 мВт/м^2. Уплотнение отложений с глубиной учитывалось по закону Ати [37]. Теплофизические свойства отложений даны по [59]. Расчет проводился средствами открытого языка программирования “Julia” [68] по неявной разностной схеме для домена 10 тыс. м с шагом 1 м по расчетной сети и с шагом по времени 10^9 с. Картирование выполнялось для регулярной сети с разрешением $0.08^o \times 0.08^o$.

Интерпретация данных сейсморазведки в пределах прогнозируемых мерзлых толщ и зоны стабильности газовых гидратов

Свободный газ может либо скапливаться в зоне стабильности газовых гидратов, либо мигрировать вверх по этой зоне, что на сейсмических записях проявляется в виде аномалий [43, 48, 56, 64]. Эти аномалии, к которым относят яркие пятна, маркирующие ловушки углеводородов, газовые трубы (часто – с покмарками на морском дне), хаотичные отражения, зоны низкоамплитудных отражений в случае, если они расположены в ЗСГГ или под ней, отражают флюидодинамику газогидратного резервуара и косвенно указывают на скопления газа или газовых гидратов.

На суммированных разрезах МОВ ОГТ аномалии типа “яркое пятно” проявляются как усиление или ослабление амплитуд отраженного сигнала в сочетании с инверсией фазы отраженного сигнала. Маркером высокой газонасыщенности отложений являются скоростные аномалии, которые на сейсмических разрезах представлены ложными синклинальными структурами, противоречащими геологическому строению района.

Для выявления индикаторов гидратообразования в пределах региона исследований были изучены цифровые сейсморазведочные данные МОВ ОГТ, полученные в 2009 г. ОАО “Севморнефтегеофизика” (Мурманск, Россия). Интересующая нас совокупность признаков реликтов подводной мерзлоты, концентрированной миграции флюидов, аномальной газонасыщенности и ловушек различного типа в ЗСГГ обнаружились на 3-х глубинных сейсморазведочных профилях (см. рис. 2, профили 1305_05A, 1305_20C 130811_11A). Для анализа сейсмических разрезов использовалось интерпретационное программное обеспечение “Kingdom” (Houston, USA) [66].

Обычно выявление мерзлоты методом МОВ ОГТ основано на скоростном анализе, сейсмической инверсии и анализе волновой картины на сейсмическом разрезе. В связи с отсутствием данных о скоростных характеристиках верхней части разреза, для изученных материалов был возможен только анализ волновой картины. На сейсмических разрезах мерзлота определяется по высокоамплитудным отражениям, многократным переотражениям между дном и кровлей мерзлых толщ, а также по скоростным аномалиям (эффект пулл-ап) [48, 50].

Таким образом, целевыми объектами в нашем исследовании являлись последовательности субпараллельных высокоамплитудных отражений, маскирующих реальное геологическое строение верхней части осадочного разреза. Отражения от верхней границы (кровли) подводной мерзлой толщи хорошо определяется сейсмоакустическими

методами [48, 61], но разрешающей способности метода МОВ ОГТ может быть недостаточно для ее определения. В условиях сейсморазведочных работ на суше положение подошвы мерзлых отложений определяется хорошо, но для материалов морских работ характерно, что из-за многократных отражений нижняя граница практически не прослеживается [48].

Для более детального изучения выявленных аномалий в пределах газогидратного резервуара выполнен атрибутивный анализ в программном обеспечении “Kingdom” (Houston, USA) [66].

Атрибут *similarity* показывает схожесть сейсмотрасс между собой, маркирует вертикальные зоны, резко отличающиеся по волновой картине.

Поскольку газонасыщенные породы способны менять частотный состав сигнала, был выбран атрибут *wavelet dominant wavenumber* (разрез доминирующих частот, в основе которого лежит вейвлет преобразование).

Для выявления ловушек углеводородов проводился структурный анализ сейсмических разрезов. Целевыми объектами для анализа являлись антиклинальные структуры, угловые несогласия и диапировые структуры. Нами были выбраны те объекты, в контурах которых наблюдаются локальные амплитудные аномалии, вероятно, свидетельствующие о содержании газа и газогидратов; и объекты, над которыми в верхней части разреза наблюдались сейсмические признаки подводной мерзлоты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Подводная мерзлота и зона стабильности газовых гидратов на шельфе Карского моря

В результате численного моделирования построены прогнозные карты распространения зон стабильности газовых гидратов и реликтов подводной мерзлоты в Карском море.

Согласно полученным результатам, в Карском море реликты подводной мерзлоты сохранились в Байдарацкой бухте и на шельфе вплоть до изобаты 80 м, включая район Русановского месторождения (рис. 4, уч. 2, уч. 5).

В глубоководной части Карского моря реликты мерзлых пород могут быть представлены в виде отдельных островов. При этом толщина РПМ в северо-восточном секторе Карского моря в несколько раз превосходит ее величину в юго-западном секторе акватории. Наиболее широкое распространение РПМ на северо-западе акватории прогнозируется на Притаймырском шельфе и побережье с резким градиентом в сторону проливов Северной Земли, где реликты подводной мерзлоты отсутствуют (см. рис. 4).

Данные моделирования по границе распространения реликтовой подводной мерзлоты хорошо согласуются с аналогичными данными по [47, 60], а также с данными сейсмоакустических исследований [21], характеризующихся высокой степенью неопределенности.

В связи с большим числом неучтенных в моделях подводной мерзлоты факторов, основным из которых является недостаточная геотермическая изученность арктических акваторий, результаты любых модельных расчетов, включая представленный в данной работе, следует рассматривать не как фактическое распространение реликтовой подводной мерзлоты, но как прогноз ее распространения.

Как и в любой модели, прогнозируемая нами широкая зона распространения реликтовой подводной мерзлоты не означает фактического сплошного залегания льдосодержащих пород, так как модель не учитывает многообразие региональных особенностей, включая геологическую обстановку региона [59] (см. рис. 4).

Исходя из того, что Обская губа в периоды регрессии представляла собой палео-дельту, расчет для данного участка домена не проводился.

Результаты бурения скважин АО “АМИГЭ” (г. Мурманск, Россия) в Обской губе также свидетельствуют об отсутствии подводной мерзлоты в ее центральной части [25] (см. рис. 4, уч. 1).

В Байдарацкой губе кровля подводной мерзлоты прогнозируется на поддонных глубинах >100 м в ее центральной части, хотя по результатам бурения скважины глубиной 100 м мерзлота так и не была вскрыта [26] (см. рис. 4, уч. 2).

На приуральском берегу Байдарацкой губы падение кровли мерзлоты в сторону центральной части губы крутое. Об этом свидетельствует тот факт, что скважины, пробуренные в 1988 и 1994 гг. в 200 м от береговой черты, мерзлых пород не вскрыли [12].

В инженерно-геологическом и геокриологическом отношении исследовательский интерес представляют реликты многолетнемерзлых сильно льдистых пород протяженностью массива >10 км, выявленные в Приямальской акваториальной части [9, 13].

На Крузенштернском участке опорные скважины глубиной 40 м РПМ не вскрыли, однако они прогнозируются по временным разрезам профило-

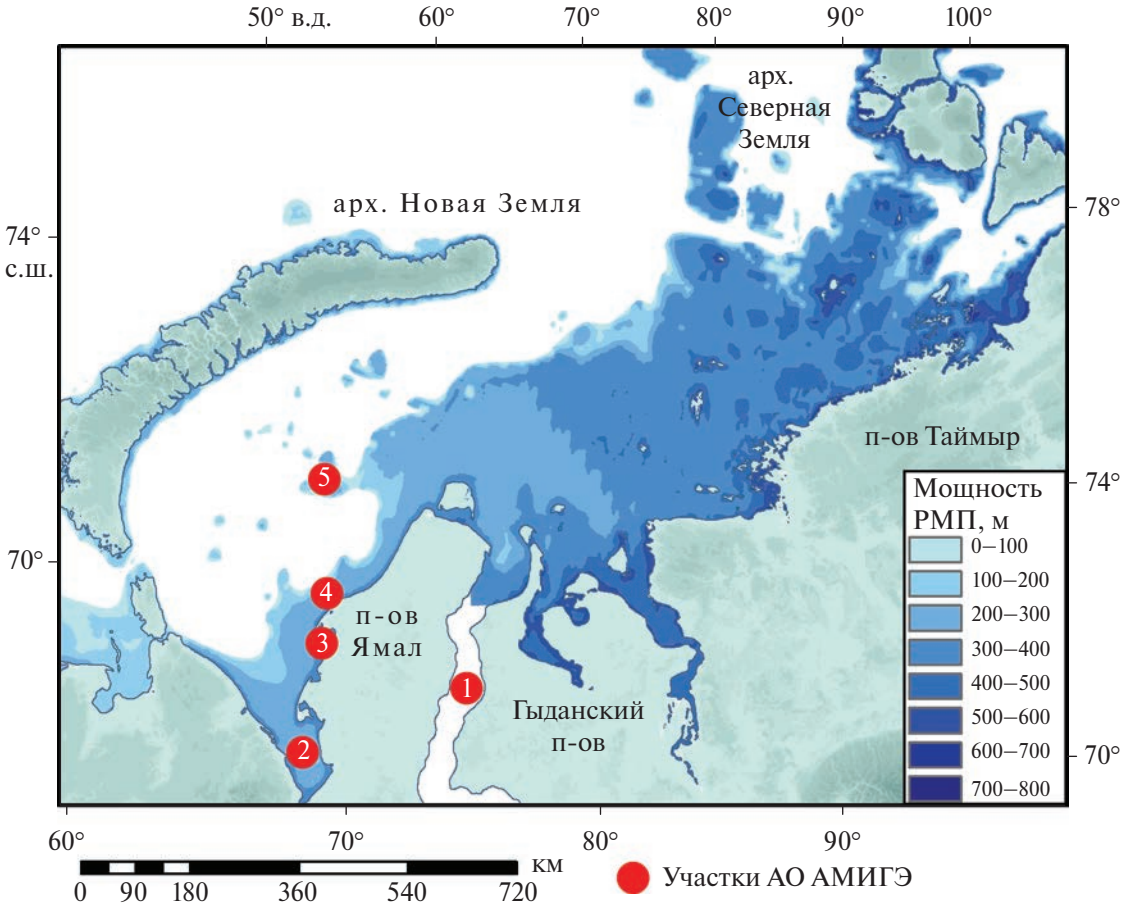


Рис. 4. Карта прогнозного распространения подводной реликтовой мерзлоты на шельфе Карского моря. Численное моделирование проведено с использованием “Julia” Programming Language [68]. Показаны (цифры в красных кружочках) участки инженерно-геологических изысканий (АО “АМИГЭ”, г. Мурманск, Россия): 1 – Обская губа; 2 – Байдарацкая губа; 3 – Крузенштернская губа; 4 – участок Харасавей; 5 – Русановское месторождение.

графа “Спаркер” с генератором импульсов CSP-D (“Applied Acoustic”, Great Britain) на поддонной глубине ~100 м [24], что соответствует нашим модельным данным (см. рис. 4, уч. 3).

Участок Харасавэй характеризуется двумя типами мерзлоты: реликтовой и новообразованной (см. рис. 4, уч. 4).

Полагаем, что на участке Харасавэй неглубоким бурением была вскрыта новообразованная мерзлота возле мыса Бурунный при проведении инженерно-геологических изысканий [8, 20].

По нашим прогнозам, участок Харасавэй характеризуется сравнительно скромными мощностями подводной мерзлоты (до 300 м). По результатам буровых работ новообразованная мерзлота присутствует на глубине до 40 м [20]. Кровля подводной мерзлоты вскрыта не была, за исключением продолжения материковой мерзлоты в прибрежной зоне.

Выбросы газа фиксировались в районе Русановского месторождения, где нами прогнозируется сохранение благоприятных условий для существования реликтов подводной мерзлоты и зоны стабильности газовых гидратов (см. рис. 4, уч. 5).

Однако в работе [23] мерзлота на этом участке характеризуется как новообразованная. Вероятно, в данном районе имеются специфические геокриологические условия, способствующие формированию мерзлотных новообразований, либо мерзлота имеет двуслойное строение, сочетая РПМ и новообразованную мерзлоту.

На основании геолого-геофизических и модельных данных можно констатировать, что подводная мерзлота на юго-западном шельфе Карского моря носит спорадический – островной или редкоостровной характер [8, 9, 12, 13, 20, 26, 47]. Наибольшая мощность реликтовой мерзлой зоны >200 м возможна в районах шельфа с глубинами моря <30 м, характеризующихся низким тепловым потоком и значениями температурного скачка между эпохами не менее 10°C (особенно при

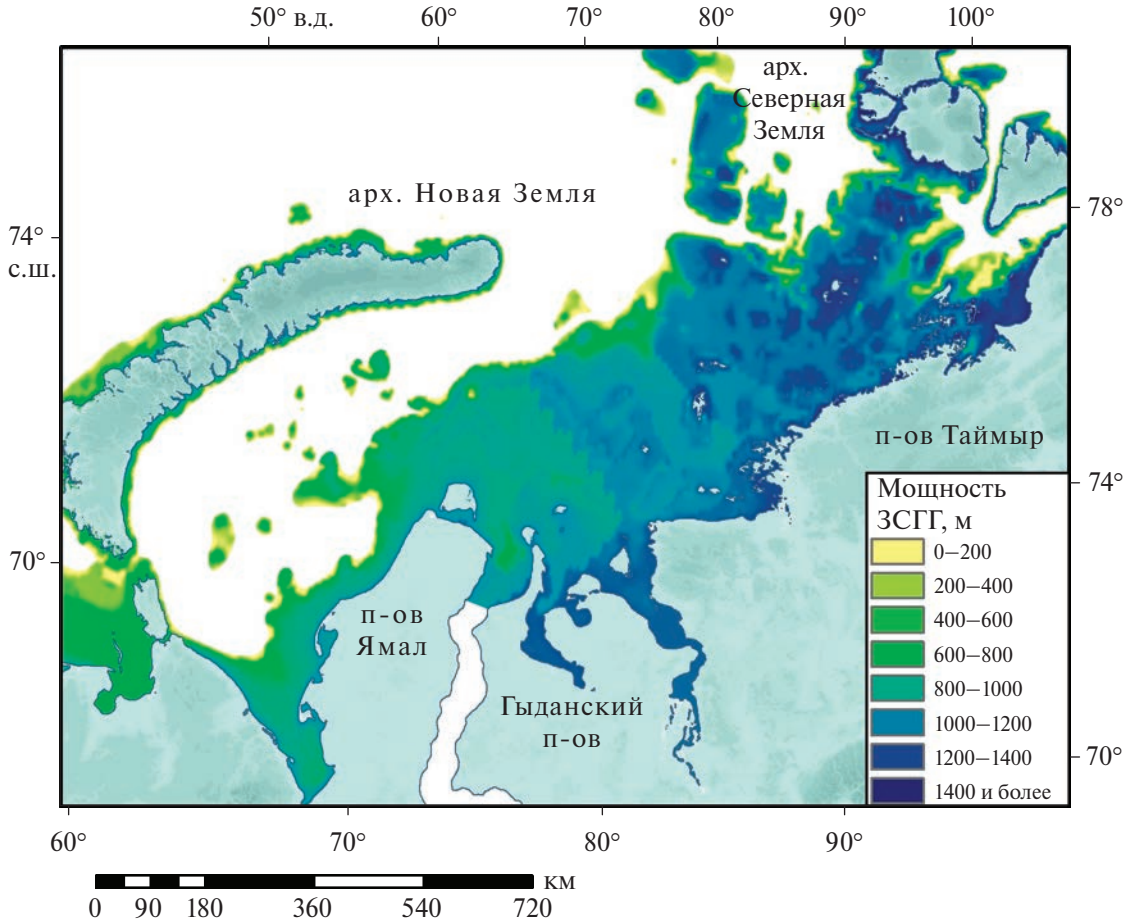


Рис. 5. Карта прогнозного распространения термобарической зоны стабильности связанных с мерзлотой газовых гидратов на шельфе Карского моря.

Численное моделирование проведено с использованием “Julia” Programming Language [68].

глубине моря на стабильных и погружающихся участках <10 м – время таяния не более 6 тыс. лет).

Предполагается наличие подводной мерзлоты в виде отдельных островов мощностью до 100–150 м в юго-восточной части Карского моря и на относительно мелководных участках в районе Русановского месторождения (см. рис. 4, уч. 5). По модельным данным с учетом современной среднемноголетней T_{bot} реликты подводной мерзлоты у дна не прогнозируются, поддонные глубины залегания реликтовой мерзлоты для западной части Карского моря начинаются от 80 м.

Предполагается, что реликтовая подводная мерзлота северо-восточного шельфа Карского моря характеризуется сплошным распространением [39]. По нашим расчетам мощность РПМ в данном регионе в несколько раз превышает мощность РПМ в юго-западной части акватории, что наряду с ее географическим расположением и минимальным вкладом пресных вод сибирских рек (и палеорек), может косвенно подтверждать сплошной характер распространения РПМ. По модельным расчетам кровля РПМ к северо-востоку от Гыданского п-ова расположена на поддонных глубинах 20–40 м, понижаясь до 40–60 м у Северной Земли (см. рис. 4).

Моделирование реликтовой подводной мезлоты явилось основой для прогноза условий стабильности связанных с ней газогидратов. Карта, распространения ЗСГГ на шельфе Карского моря, выполнена на основе модельных расчетов и GIS-картирования [67] (рис. 5).

При сравнении результатов расчета модельная зона стабильности криогенных газовых гидратов практически точно повторяет распространение реликтовой подводной мерзлоты до изобаты в 80 м (см. рис. 5).

При этом наибольшие мощности ЗСГГ приурочены к северо-восточному шельфу со сложным

рельефом, вследствие чего возникают высокие градиенты по мощности и положению границ реликтовой подводной мерзлоты, как и ЗСГГ.

На Притаймырском шельфе максимальные мощности ЗСГГ прогнозируются на локальных возвышенностях морского дна и достигают 1400 м, но в понижениях рельефа зона стабильности газовых гидратов может отсутствовать. Полученные результаты согласуются с работой [31], показывающей, что фактическое распространение зоны стабильности криогенных газовых гидратов контролируется реликтами подводной мерзлоты и имеет островной характер, ограниченный прибрежной зоной и окружением морских островов.

Характеристика газогидратного резервуара на Притаймырском шельфе

Прогиб Уединения. Газогидратный резервуар в прогибе Уединения охарактеризован по профилю 130505А (см. рис. 2).

Комплекс верхнего структурного этажа, расположенный в ЗСГГ, представлен триасово-юрскими отложениями. Комплекс среднего структурного этажа, частично находящийся в зоне стабильности газовых гидратов, сложен породами ордовикско-девонской систем [15] (см. рис. 3).

Предполагается, что отложения верхнего структурного этажа представлены терригенным комплексом как континентального, так и прибрежно-морского генезиса. Грубозернистый состав прогнозируется для отложений русловых фаций, мелкозернистый для озерных; для прибрежно-морских отложений вероятен разнообразный состав отложений. Формирование глин предполагается в зонах многочисленных стратиграфических несогласий [1]. Отложения среднего структурного этажа, образованные в условиях мелководного осадконакопления, представлены карбонатно-терригенным комплексом пород [15].

Антиклиналь в юго-западной части профиля 130505А, вероятно, является частью крупной диапировой структуры, связанной с соляно-купольной тектоникой раннего палеозоя [18] (см. рис. 2, положение профиля; рис. 6).

Отложения на рассматриваемом фрагменте профиля сильно деформированы, но разрывных нарушений с очевидным смещением слоев выявлено мало. На разрезе присутствует аномалия типа “яркое пятно” в сводовой части антиклинали, перекрытой толщей мезозойских отложений с ненарушенным залеганием. С этим перерывом, вероятно, связано формирование толщи глин – регионального флюидоупора [1]. Ниже и выше горизонта KS-3 предполагаются коллекторские толщи терригенного состава (см. рис. 6).

Мощность осадочного выполнения газогидратного резервуара на данном участке составляет ~1 км. Зона стабильности газовых гидратов мерзлотного генезиса непридонного типа характеризуется мощностью ~700 м. Подошва реликтовой подводной мерзлоты, с одной стороны, может рассматриваться как флюидоупор, но, с другой стороны, скопления газогидратов могут располагаться в льдосодержащих породах.

Признаки сосредоточенной миграции газа в сторону морского дна, минуя ЗСГГ и мерзлые породы, представлены на данном фрагменте аномалиями “типа газовые трубы” (см. рис. 6, а).

На этот участок профиля 130505А была составлена стратиграфическая схема, характеризующая элементы газогидратного резервуара, связанные с антиклинальной структурой (см. рис. 6, б).

Дифференцированы коллекторы в пределах зон скопления газовых гидратов под реликтами подводной мерзлоты и в мерзлых породах (характер коллекторов смешанный – карбонатно-терригенный). Положение подошвы модельных мерзлых отложений, которые могут являться флюидоупором, практически совпадает с трудно проницаемыми отложениями (см. рис. 6, горизонт KS-3).

В сводовой части антиклинали располагается зона локальных разломов, а на крыльях антиклинали отмечаются ослабленные зоны. Указанные флюидопроводники могут обеспечивать миграцию в ЗСГГ газа, который может стабилизироваться в верхней части разреза в форме газогидратов. Гидратообразование наиболее вероятно в сводовой части антиклинали ниже стратиграфического горизонта KS-3 – флюидоупора.

Над ЗСГГ располагается узкая зона прогнозируемых реликтов подводной мерзлоты, представленная терригенным коллектором. Здесь возможно сохранение реликтов газогидратных скоплений за счет низких температур и эффекта аккумуляции гидратов газа в мерзлых толщах [40].

На разрезе атрибута *similarity* видны узкие вертикальные зоны, в которых оси синфазности фактически не коррелируются; эти же зоны подсвечены более низкими частотами на разрезе доминирующих частот (рис. 7).

На обычном разрезе эти зоны отмечены вертикальными полосами, в которых уменьшается уровень амплитуд сигнала (см. рис. 6, а).

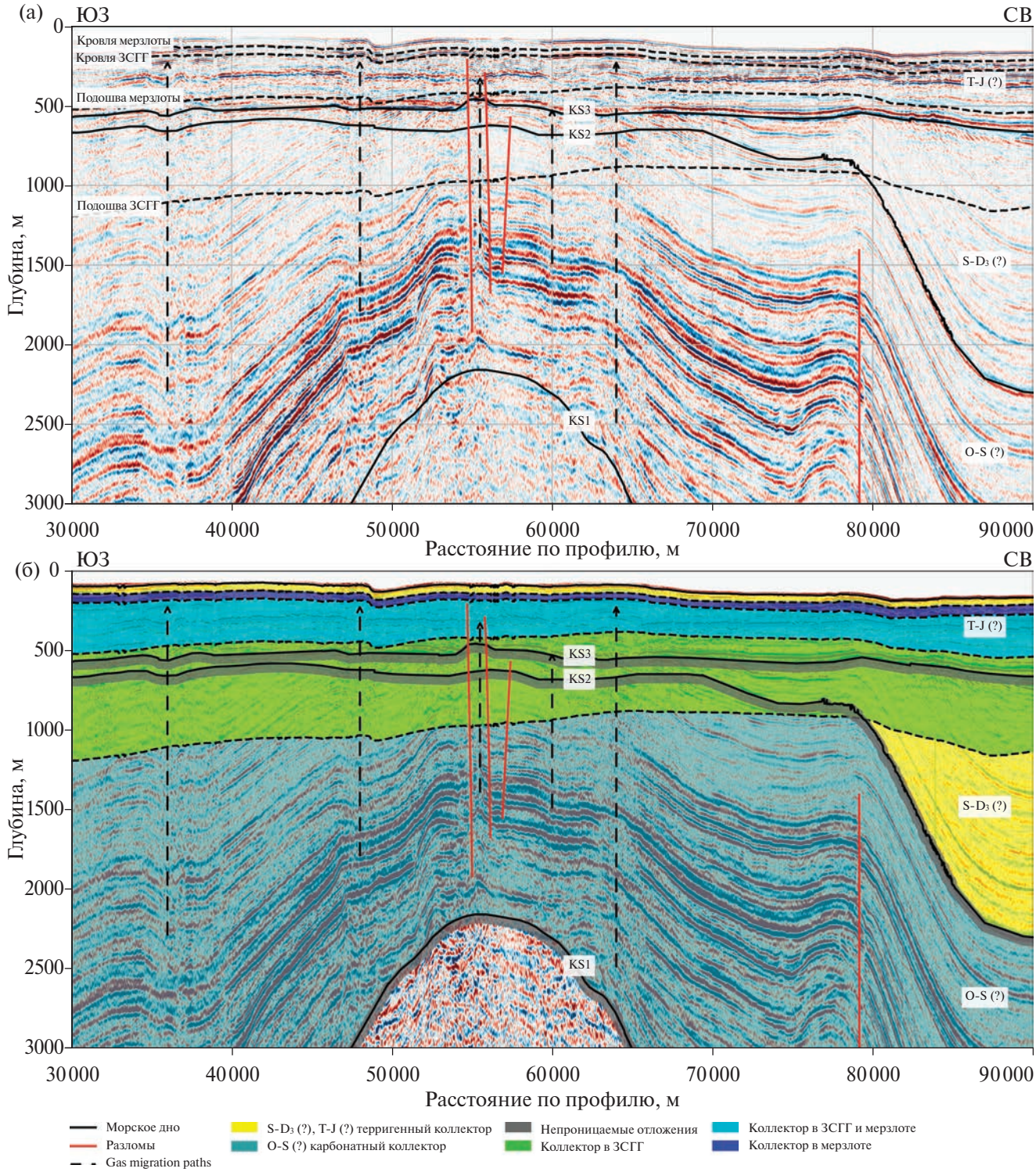


Рис. 6. Антиклинальная структура (фрагмент профиля 130505А) и ее соотношение с элементами газогидратного резервуара (сейсмогоризонты (по [32]), возраст отложений (по [12]), сеть разломов – интерпретация авторов).

(а) – фрагмент профиля 130505А (положение профиля – см. рис. 2);

(б) – стратиграфическая схема (характеризует элементы газогидратного резервуара, связанные с антиклиналью).

Поскольку выявленные аномалии типа “газовая труба” пересекают и кровлю, и расчетную подошву подводной мерзлоты, можно полагать, что толща является проницаемой и, вероятно, характеризуется распространением островной многолетней мерзлоты.

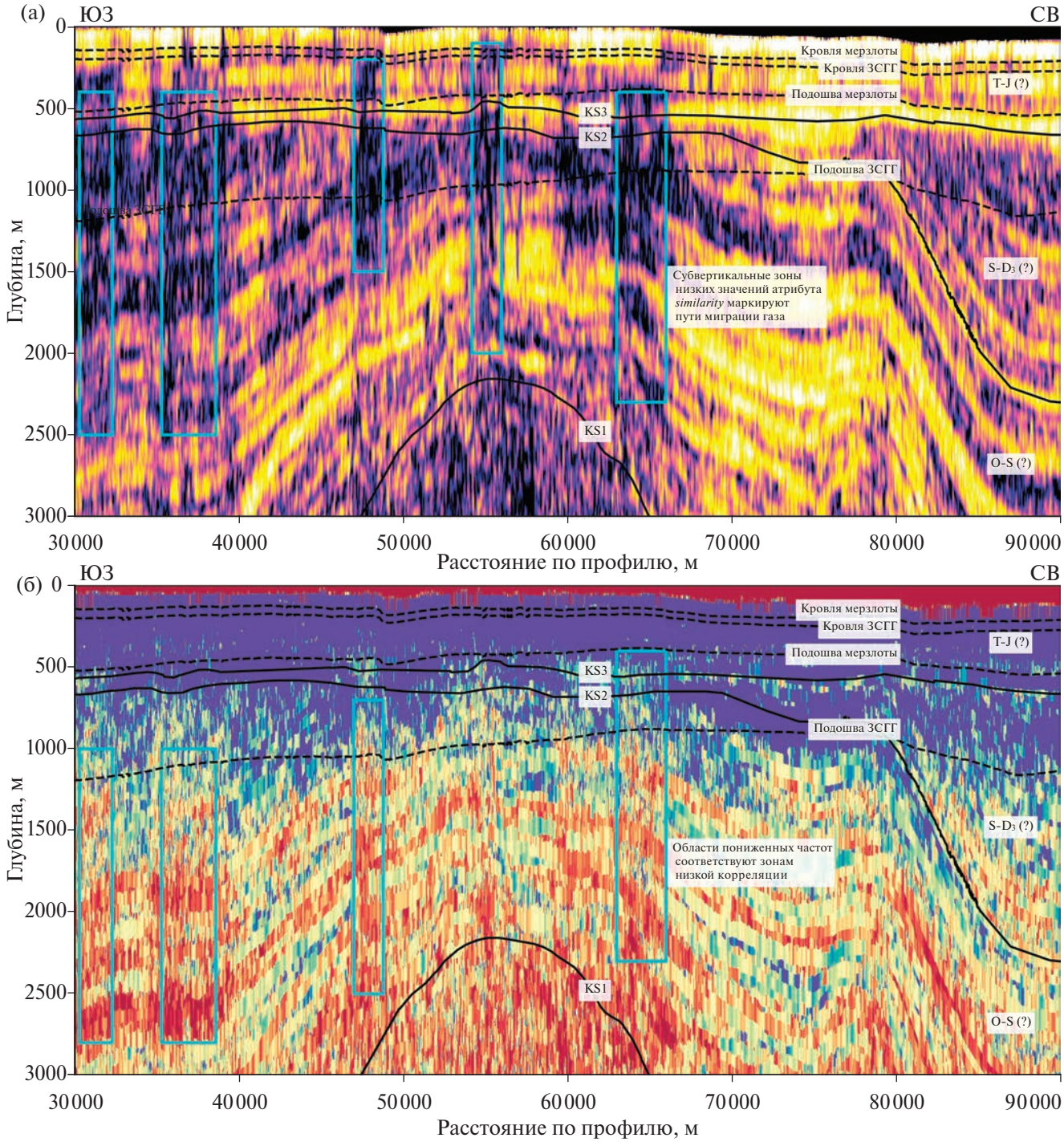


Рис. 7. Разрезы атрибутов *similarity* (а) и *wavelet dominant wavenumber* (б) для фрагмента профиля 130505А) (сейсмогоризонты – по [32], возраст отложений – по [12]).

На разрезах атрибутов показано: положение зон низкой корреляции отражений и зон пониженных частот (рамки бирюзовым); границы зон стабильности газовых гидратов и реликтов подводной мерзлоты (пунктир). Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

На восточном участке профиля 130505А на удалении от предполагаемой диапировой структуры выявлены хорошо выраженные очаги разгрузки газа – аномалии типа “газовая труба”, над которыми локализуются покмарки (см. рис. 2, рис. 8, а).

Мощность прогнозируемого резервуара составляет ~1200 м, осадочное выполнение представлено породами силура–девона под реликтами подводной мерзлоты, а в пределах мерзлых толщ – нерасчлененными отложениями триасово–юрской

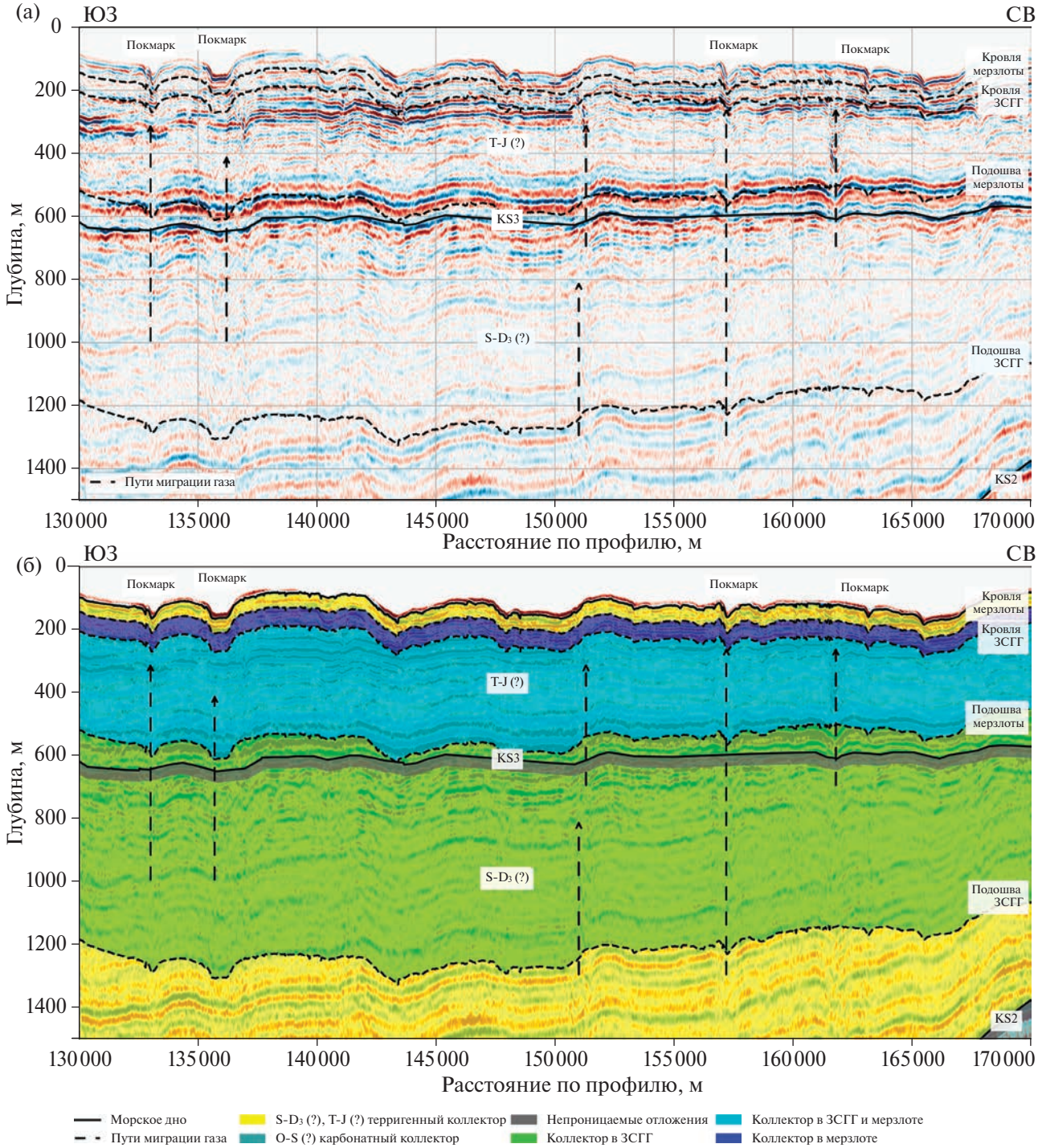


Рис. 8. Соотношение геологических структур на сейсмическом разрезе с признаками разгрузки газа (фрагмент профиля 130505А) (а) и элементов газогидратного резервуара (б), (сейсмогоризонты – по [32], возраст сейсмокомплексов – по [12]).

Показаны (стрелки черным) очаги разгрузки газа в пределах газогидратного резервуара.
Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

и четвертичной систем. Наличие хорошо выраженных крупных покмарков на дне Карского моря с подводящими каналами миграции газа характеризует активную дегазацию недр на данном участке.

Таким образом, наблюдается сквозная миграция газа через ЗСГГ, что свидетельствует об островном характере подводной мерзлоты или о ее отсутствии. Для данного участка профиля 130505А также была составлена стратиграфическая схема

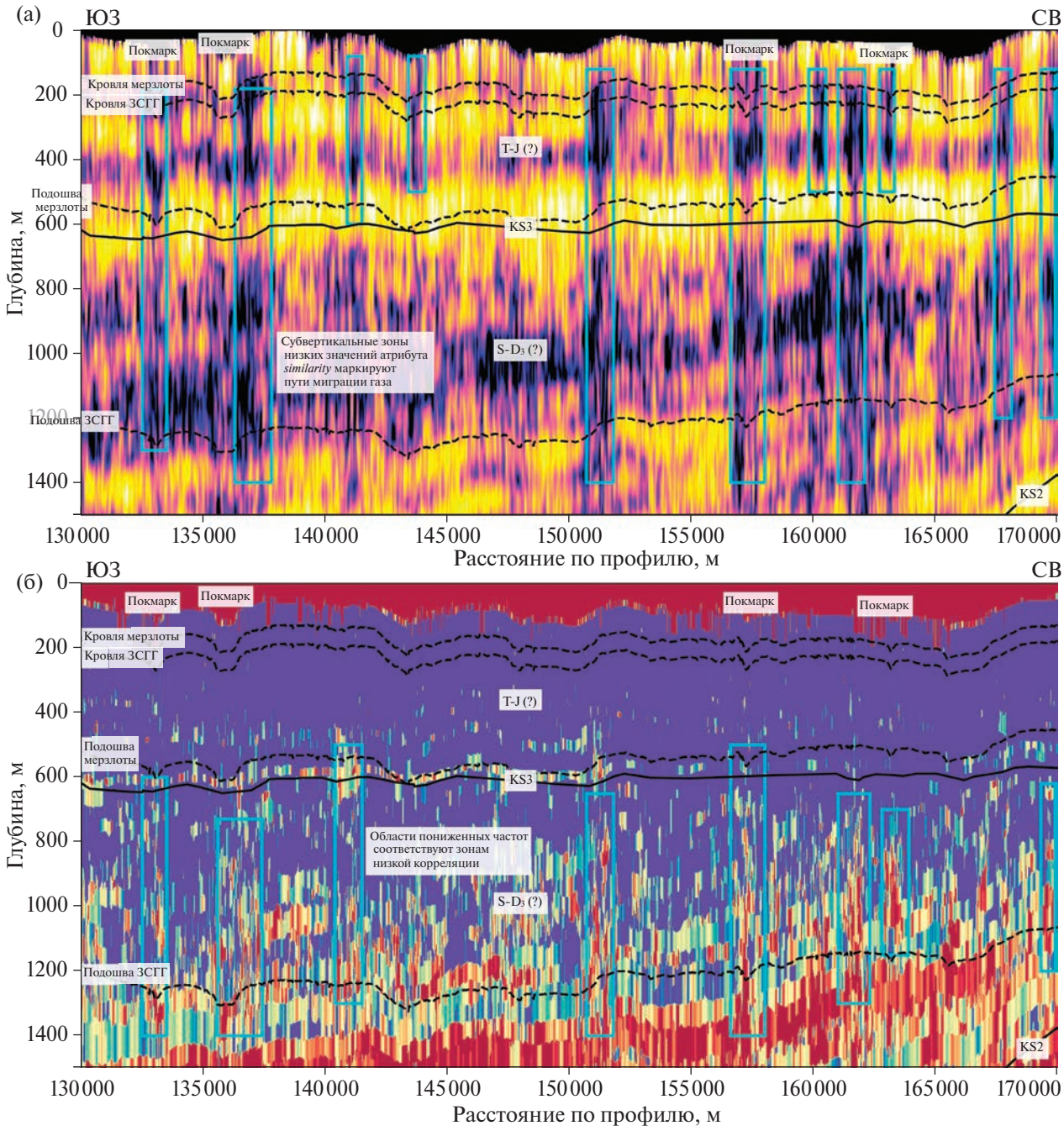


Рис. 9. Разрезы атрибутов *similarity* (а) и *wavelet dominant wavenumber* (б) для фрагмента профиля 130505 (сейсмогоризонты (по [32]), возраст сейсмокомплексов, (по [12])).

Показано: положение зон низкой корреляции отражений и зон пониженных частот (рамки бирюзовым); границы зон стабильности газовых гидратов и реликтов подводной мерзлоты (пунктир).

Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

с нанесенными элементами нефтегазоносных систем (см. рис. 8, б).

На схему нанесены признаки разгрузки газа (пути миграции газа и покмарки). Зеленым отмечен коллектор, попадающий в ЗСГГ. Однако наличие очагов разгрузки может свидетельствовать об островном характере ЗСГГ или об отсутствии термобарических условий гидратообразования.

Для дополнительного уточнения выявленных путей миграции газа для данного фрагмента профиля были рассчитаны сейсмические атрибуты – *similarity* и *wavelet dominant wavenumber*, как и для предыдущего фрагмента профиля (рис. 9).

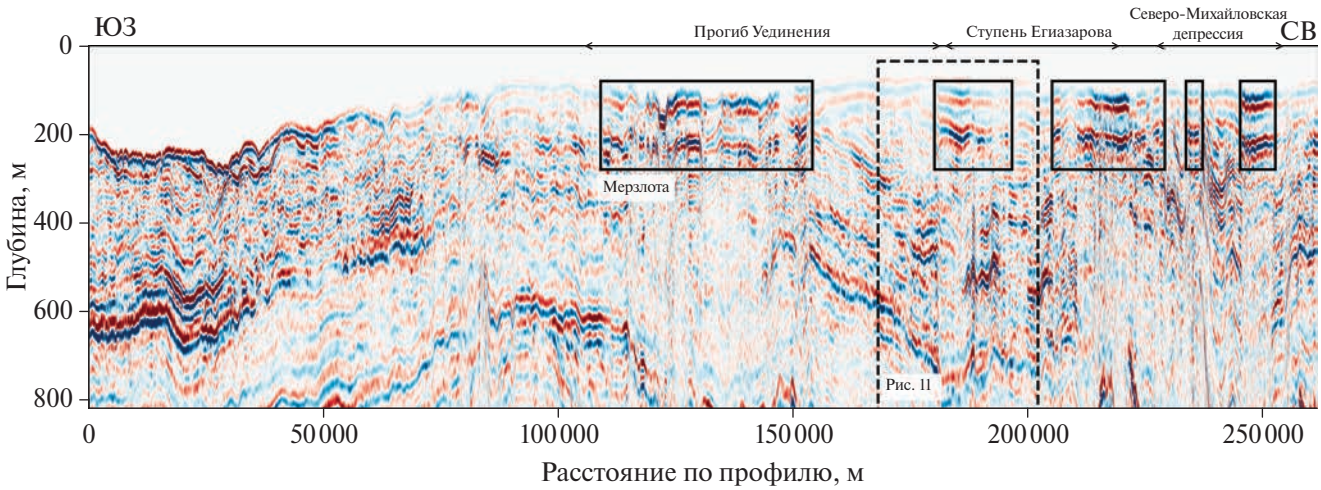


Рис. 10. Сейсмический разрез по профилю 1305_20С.

Обозначено: интерпретация реликтов подводной мерзлоты (рамки сплошной линией); потенциальные газогидратоносные объекты (рамка пунктиром).

Положение профиля – см. рис. 2.

На разрезе атрибута *similarity* наблюдаются узкие вертикальные зоны, в которых когерентность осей синфазности минимальна. Зоны с низкой корреляцией отражений отмечены изменением частотного состава в сторону низких частот на разрезе доминантных частот, но динамическая разрешенность на разрезе доминирующих частот недостаточна и неоднозначна.

Ступень Егиазарова. Ступень Егиазарова примыкает к прогибу Уединения (см. рис. 2). Стратиграфия и элементы углеводородных систем для данного участка были также заимствованы из [1] с изменениями, согласно [15].

Характеристика газогидратного резервуара близка к его характеристике в прогибе Уединения [1, 15]. На ступени Егиазарова и в прогибе Уединения выделены одни и те же стратиграфические комплексы, включая региональные флюидоупоры, приуроченные к поверхностям несогласия. Отложения верхнего структурного этажа представлены терригенными коллекторами среднего структурного этажа и коллекторами карбонатно-терригенного состава. Распространение подводной мерзлоты изучено на примере профиля 1305_20С, пересекающего и ступень Егиазарова, и прогиб Уединения (см. рис. 2).

На сейсмическом разрезе видно, что подводная мерзлота на изучаемой акватории имеет островной характер и характеризуется высокими амплитудами (рис. 10).

Динамическая характеристика в пределах выделенных островов подводной мерзлоты непостоянна и коррелирует с льдистостью пород. Кроме того, острова подводной мерзлоты разделяют прозрачные зоны, скорее всего, являющиеся таликами. Важно отметить, что нижняя граница высокоамплитудных отражений, интерпретируемых как мерзлые отложения, находится на 200–250 м выше уровня прогнозируемой мерзлоты и не характеризует реальный разрез реликтов подводной мерзлоты, скорее всего, из-за слабой чувствительности метода МОВ ОГТ.

Поскольку мерзлые отложения обладают высоким коэффициентом отражения, энергия сейсмической волны расходуется на многократные отражения между подводной мерзлотой и свободной поверхностью, а волновое поле геологической среды скрыто кратными отражениями. Поэтому подошва подводной мерзлоты на разрезе не проявлена в волновой картине.

В работе [38] отмечено, что использование сейсмической скорости для различения содержащих лед и свободных ото льда слоев неэффективно, так как они могут совпадать, создавая сходную волновую картину, особенно в тонкозернистых отложениях.

Как следствие, акустический импеданс у содержащих и не содержащих лед отложений может совпадать. Однако выявление субаквальной мерзлоты на разрезах МОВ ОГТ свидетельствует о том, что на акватории имеются термобарические условия для образования газовых гидратов, что вместе с элементами нефтегазоносной системы, выявленными на изученном разрезе, характеризуют данный резервуар как газогидратный.

На сейсмическом разрезе по фрагменту профиля 1305_20С были выявлены две потенциально

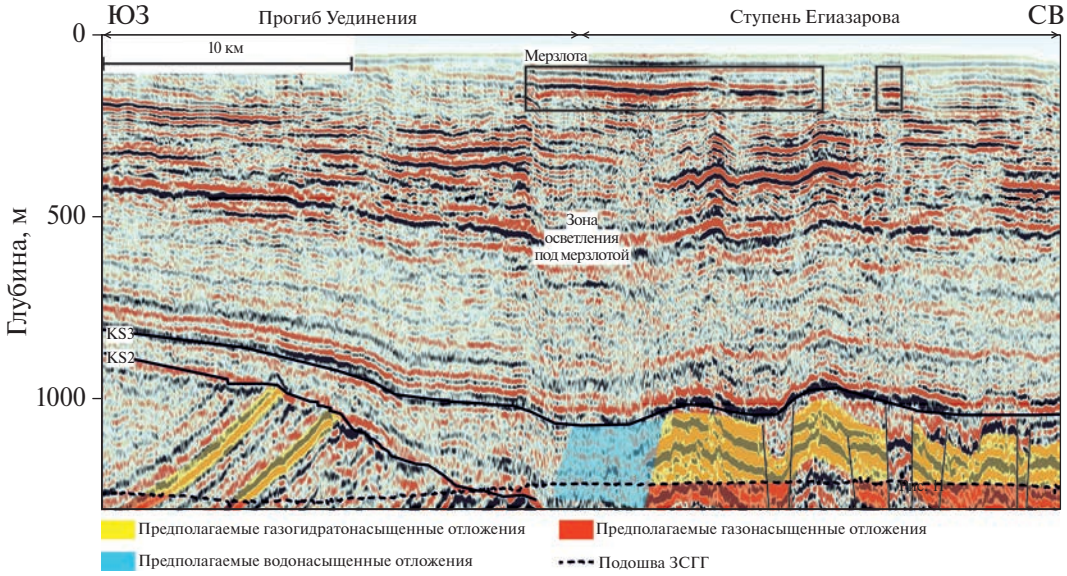


Рис. 11. Сейсмический разрез по фрагменту профиля 1305_20С.

Показаны прогнозируемые подмерзлотные скопления гидратов (затенены желтым).
Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

газогидратоносные структуры (см. рис. 2, положение фрагмента профиля).

Первая структура представляет собой стратиграфическую ловушку, экранированную поверхностью несогласия KS-2, которая, возможно, представлена толщей глин (рис. 11).

Структура выделяется по явному несогласию и ограничена двумя высокоамплитудными рефлекторами, имеет размер 5 км и находится на поддонной глубине 1000 м.

Вторая структура представлена ловушкой сводово-стратиграфического типа, экранированной поверхностью несогласия KS-3, с которой также связан региональный флюидоупор на поддонной глубине около 1000 м (см. рис. 11).

В пределах выделенной структуры наблюдаются признаки как ловушки сводового типа – антиклиналь по горизонту KS-3, так и стратиграфической ловушки – явное угловое несогласие. Размер структуры составляет ~20 км. На значительную газонасыщенность здесь указывает высокий уровень амплитуд отраженного сигнала в сравнении со вмещающими толщами. В верхней части разреза также выявлена мерзлота островного типа (см. рис. 10).

Северо-Михайловская депрессия. Мощность осадочного чехла достигает здесь 5 км. Данный участок характеризует фрагмент профиля 130811_11А, захватывающий центральную часть Северо-Михайловской депрессии, обрамленной структурами Североземельского выступа (см. рис. 2, положение фрагмента профиля; рис. 12, а).

Стратиграфия и углеводородные системы на этом участке, предположительно, сопоставимы с аналогичными характеристиками прогиба Уединения. Полагаем, что верхний структурный этаж также сложен осадочными толщами терригенного генезиса мезозойского возраста, а с угловыми несогласиями, наблюдаемыми на сейсмическом разрезе связаны флюидоупоры.

Этот разрез расположен в пределах ЗСГГ, на нем по волновым характеристикам выявляются:

– реликты подводной мерзлоты;

– признаки разгрузки газа в ЗСГГ;

– диапировая структура, что может служить дополнительным фактором гидратообразования за счет аномально высокого пластового давления в ее пределах;

– множественные аномалии, показывающие наличие локальных потенциально газогидратоносных объектов.

Стратиграфическая схема характеризует элементы газогидратного резервуара на фрагменте профиля 130811_11А в Северо-Михайловской депрессии (см. рис. 12, а).

В отличие от двух других участков, здесь серия ярких пятен приурочена к интервалу ЗСГГ, совпадающему с прогнозируемыми реликтами подводной мерзлоты.

Таким образом, если предполагать, что многочисленные яркие пятна являются скоплениями газовых гидратов, то они должны классифицироваться как внутримерзлотные.

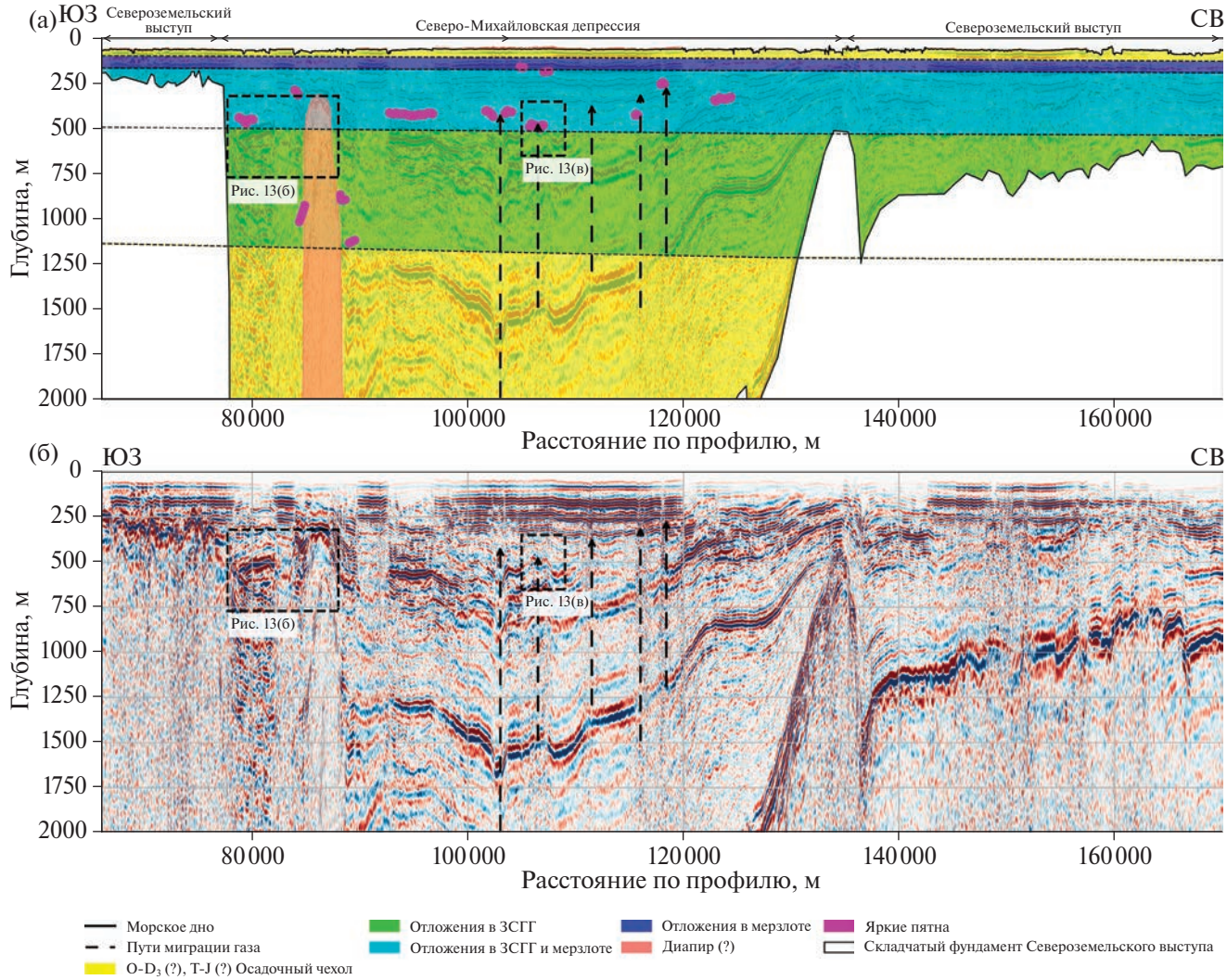


Рис. 12. Стратиграфическая схема на фрагменте профиля 130811_11А, характеризующая элементы газогидратного резервуара в Северо-Михайловской депрессии.

(а) – Северо-Михайловская депрессия;
(б) – сейсмический разрез по фрагменту профиля 130811_11А.
Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

Исключение составляют усиленные отражения вблизи диапировой структуры, возникновение которых, скорее, связано с соляной тектоникой, чем с гидратообразованием. Детальное рассмотрение амплитудных характеристик по верхней части сейсмического разреза фрагмента 130811_11А показало, что подводная мерзлота на изучаемом участке акватории имеет островной характер (рис. 13).

Точно такая картина наблюдается на небольшом участке профиля 1305_20С, который находится в границах Северо-Михайловской депрессии (см. рис. 2, положение профиля; см. рис. 10).

Для наглядности амплитуды отраженного от морского дна вынесены на отдельный график (см. рис. 13, а).

Высокие значения амплитуд хорошо маркируют контуры островов мерзлых отложений (см. рис. 13, высокие амплитуды сигнала выделены красным).

Между островами на разрезе наблюдаются вертикальные акустически прозрачные зоны, вероятно, маркирующие положение таликов. Предполагаемая мощность мерзлых отложений, характеризующихся высокими амплитудами, достигает 400 м, – это не истинная, а минимальная мощность из-за чувствительности метода.

Показаны ловушки углеводородов, которые могут являться скоплениями газогидратов (см. рис. 13, а).

В частности, в юго-западной части фрагмента профиля на поддонной глубине 300–350 м

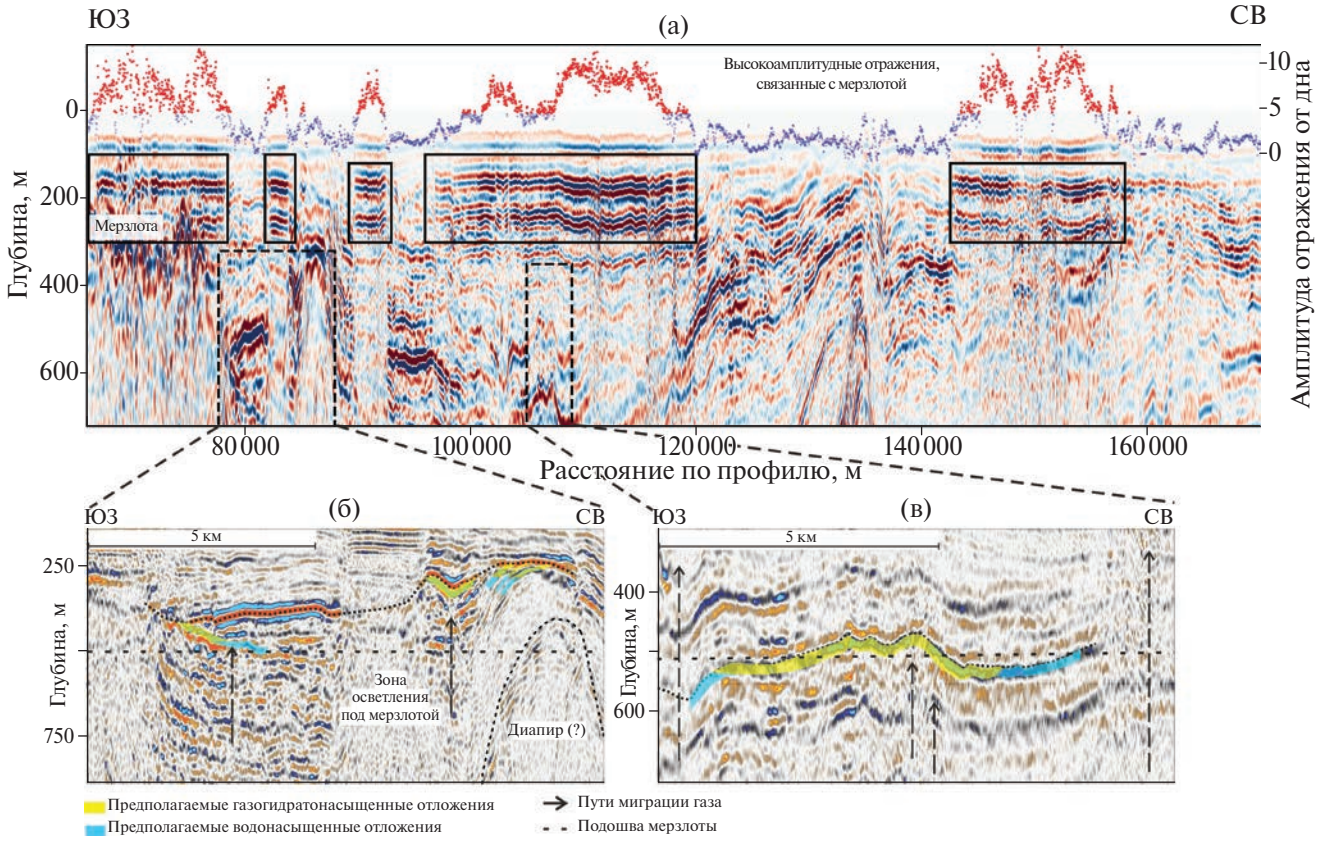


Рис. 13. Сейсмический разрез по верхней части фрагмента профиля 130811_11А с выявленной мерзлотой и прогнозируемые скопления гидратов газа.

(а) – интерпретация РПМ на сейсмическом разрезе; над профилем вынесены значения амплитуд отраженного от дна сигнала;

(б) – на укрупненном участке разреза желтым цветом затенены ловушки стратиграфического и сводово-стратиграфического типов (стрелки показывают вертикальную миграцию газа);

(в) – на укрупненном участке разреза желтым цветом затенена ловушка сводового типа (стрелки показывают вертикальную миграцию газа).

Положение фрагмента профиля – см. рис. 2.

оконтурена ловушка стратиграфического типа размером 3–4 км (см. рис. 13, б).

На разрезе отчетливо выделяется несогласие с ярким отражением от поверхности размыва. Ниже несогласия на глубине 50–100 м наблюдаются усиленные отражения с обратной полярностью типа “яркое пятно” (см. рис 13, б).

Отсутствие признаков мерзлоты над ловушкой и вертикальная миграция газа могут свидетельствовать о деградации реликтов подводной мерзлоты. Сейсморазведочных признаков мерзлоты в пределах ловушки выявить не удалось.

Другая ловушка находится в северо-восточной части этого же фрагмента профиля 130811_11А. Показаны контуры сводово-стратиграфической ловушки в сводовой части антиклинальной структуры над диапиром (см. рис. 13, б).

Структура имеет горизонтальный размер ~4 км, расположена на поддонной глубине ~250 м и характеризуется совокупностью признаков стратиграфической ловушки углеводородов, экранированной поверхностью несогласия, и ловушки сводового типа, связанной с деформацией отложений в результате внедрения диапира. Ловушка находится выше расчетной подошвы подводной мерзлоты и по модельным данным, вероятно, являет собой пример внутримерзлотного скопления гидратов газа. Однако на сейсмическом разрезе мерзлые породы над ловушкой не прослежены, но признаки мерзлоты наблюдаются к юго-западу и северо-востоку от ловушки. Возможно, это скопление газогидратов является подмерзлотным.

Выделено локальное поднятие, горизонтальный размер которого достигает 6–7 км, при этом вертикальный размер составляет всего 100 м (см. рис. 13, в).

В сводовой части поднятия наблюдаются усиление амплитуд отраженного сигнала, ниже сводовой части определяется вертикальная зона сниженной коррелируемости отражений, что свидетельствует о возможной миграции газа в антиклинальную структуру. Поскольку подошва мерзлоты не проявлена на сейсмическом разрезе, мы полагаем, что это – подмерзлотное скопление газогидратов.

ВЫВОДЫ

1. Выполненные модельные прогнозы пространственного и вертикального распространения подводной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов позволили охарактеризовать условия формирования связанных с подводной мерзлотой метановых гидратов в Карском море.

2. Исходя из анализа данных бурения через льдосодержащие породы, опубликованных работ и по результатам моделирования, сделан вывод о преимущественно островном или редкоостровном характере распространения реликтов подводной мерзлоты к западу от 80° в.д. и их возможном сплошном залегании к востоку от 80° в.д на шельфе Карского моря.

3. Зона стабильности газовых гидратов, ассоциируемая с подводной мерзлотой, коррелирует с ними по характеру распространения. Поэтому наиболее благоприятные условия для гидратообразования прогнозируются в Северо-Карском бассейне, включая Притаймырский шельф, с его высоким газогенерационным потенциалом и мощными мерзлыми толщами, достигающими по модели толщины более 600 м и обуславливающими мощность модельной зоны стабильности газовых гидратов ~1400 м.

4. На основе изучения геологического строения, имеющихся и полученных данных, интерпретации цифровых разрезов МОВ ОГТ и их атрибутивного анализа, а также моделирования зон стабильности газовых гидратов и подводной криолитозоны впервые охарактеризован криогенный газогидратный резервуар на трех структурно-тектонических единицах Притаймырского шельфа Карского моря: прогибе Уединения, ступени Егиазарова и Северо-Михайловской депрессии.

5. По материалам МОВ ОГТ прослежены перспективные в отношении газовых гидратов интервалы осадочного разреза. Газогидратный резервуар характеризуется мощностью от 800 до 1100 м, приурочен к O–S карбонатным коллекторам, и S–D и T–J терригенным коллекторам (ранее датированным возрастами S_2–P_1, P_1–T и J–K на основе сейсмостратиграфии); к регионального масштаба флюидоупорам, сформированным по поверхностям размыва в силуре и девоне–триасе; а также к непроницаемым льдосодержащим отложениям, играющим роль локальных покрышек.

6. По данным сейсморазведки определено, что льдосодержащие толщи имеют островное распространение. На это указывают меняющиеся амплитудные характеристики верхней части разреза, зоны вертикальной фильтрации газа, маркируемые аномалиями типа “газовая труба” между выявленными реликтами подводной мерзлоты, и интервалы разреза, в которых, по данным численного моделирования, имеются благоприятные условия для образования газогидратов и сохранения реликтов подводной мерзлоты.

7. Отмечена роль солянокупольной тектоники в формировании газогидратного резервуара из-за аномально высокого пластового давления, повышенной флюидодинамики и формирования ловушек антиклинального типа.

8. Локализованы потенциальные скопления газовых гидратов, приуроченные к ловушкам сводового, стратигратиграфического, и сводово-стратиграфического типов. В прогибе Уединения обнаружено одно потенциальное скопление газовых гидратов, приуроченное к отложениям O-S (датированных ранее C–P_1). Скопление характеризуется активной флюидодинамикой. Одно скопление находится в отложениях S–D (по предшествующим данным, P_1–T) возраста ступени Егиазарова. Три скопления в Северо-Михайловской депрессии приурочены к диапировой структуре, стратиграфичским несогласиям и антиклинальным структурам, возможно, скопления находятся в толще S–D (ранее – P_1–T) возраста, где наблюдаются признаки газонасыщения и/или миграции газа в область аккумуляции – зоны с активным флюидодинамическим режимом.

9. На основе интерпретации данных МОВ ОГТ, данных бурения и сопоставления их с модельными расчетами в зоне стабильности метановых гидратов авторами впервые охарактеризован резервуар криогенных газовых гидратов на Притаймырском шельфе Карского моря, определена его мощность, морфология, дана предварительная сейсмостратиграфическая привязка, выявлены мерзлые отложения и подмерзлотные ловушки стратиграфического, сводового и сводово-стратиграфического типов.

Благодарности. Авторы признательны рецензенту Ю.А. Воложу (ГИН РАН, г. Москва, Россия)

и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, которые помогли улучшить рукопись, авторы признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тематических и опытно-методических работ по обоснованию минерально-сырьевой базы нетрадиционных источников углеводородного сырья на акваториях Российской Федерации по государственному заданию ФГБУ "ВНИИОкеангеология".

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева А.К., Руденко М.Н., Зуйкова О.Н. и др.* "Обеспечение геологоразведочных работ на углеводородное сырье на континентальном шельфе РФ, в Арктике и Мировом океане в 2019–2021 гг." – Отчет о проведении тематических и опытно-методических работ, связанных с геологическим изучением недр. – Государственное задание Федерального агентства по недропользованию № 049-00018-19-00. – Отв. исп. А. К. Алексеева – СПб: ВНИИОкеангеология, 2019. 227 с.
2. *Алексеева А.К., Руденко М.Н., Зуйкова О.Н.* "Обеспечение геологоразведочных работ на углеводородное сырье на континентальном шельфе РФ, в Арктике и Мировом океане в 2019–2021 гг." – Отчет о проведении тематических и опытно-методических работ, связанных с геологическим изучением недр. – Государственное задание Федерального агентства по недропользованию № 049-00018-20-03. – Отв. исп. А.К. Алексеева. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2020. 183 с.
3. *Васильева Е.А., Понина В.А., Петрушина Е.П.* "Региональное изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности южной периклинали Северо-Карского бассейна." – Отчет по ГК № 01/04/331-13. Мурманск, 2009.
4. *Верба М.Л., Дараган-Сущова Л.А., Павленкин А.Д.* Рифтогенные структуры Западно-Арктического шельфа по данным КМПВ // Советская геология. 1990. № 12. С. 36–47.
5. *Вержбицкий В.Е., Мурзин Р.Р., Васильев В.Е., Малышева С.В., Ананьев В.В., Комиссаров Д.К., Рослов Ю.В.* Новый взгляд на сейсмостратиграфию и углеводородные системы палеозойских отложений Северо-Карского шельфа // Нефтяное хозяйство. 2011. № 12. С. 18–21.
6. *Гинсбург Г.*Д., Соловьев В.А. Геологические модели газогидратообразования // Литология и полезные ископаемые. 1990. №2. С. 76–87.
7. *Грамберг И.С., Косько М.К., Погребицкий Ю.Е.* Тектоническая эволюция арктических шельфов Сибири в рифее-мезозое // Советская геология. 1986. № 8. С. 60–72.
8. *Григорьев Н.Ф., Карпов Е.Г.* К происхождению пластовой залежи подземного льда на р. Енисее у широты Полярного круга. – В кн.: Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 62–71.
9. *Гриценко И.И., Костюхин А.И., Паялов В.А. и др.* "Подводный переход через Байдарацкую губу в составе магистрального газопровода *Ямал*–Торжок–Ужгород." – Отчет за 1988–1990 гг.– Отв. исп. И. И. Гриценко – Мурманск: АМИГЭ–Союзморинжгеология, 1990. Кн. 1. 196 с.
10. *Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И., Васильев М.А.* Особенности геологического строения Северо-Карского шельфа по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 5–16.
11. *Конторович В.А., Лунев Б.В., Лабковский В.В.* Геолого-геофизическая характеристика Анабаро-Хатангской нефтегазоносной области; численное моделирование процессов формирования соляных куполов (Сибирский сектор Российской Арктики) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 459–470.
12. *Куликов С.Н., Скурихин В.А., Рудницкий О.А. и др.* Донное опробование в составе инженерно-геологических изысканий на глубоководном участке по проекту "Система магистральных газопроводов Бованенково–Ухта. – Переход через Байдарацкую губу." – Технический отчет по объекту. – Мурманск: АМИГЭ, 2007. 64 с.
13. *Куликов С.Н., Рокос С.И.* Выделение массивов многолетнемерзлых пород на временных сейсмоакустических разрезах мелководных районов Печорского и Карского морей // Геофизические изыскания. 2017. № 3. С. 34–42.
14. *Малышев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М. и др.* Новая модель формирования Северо-Карского осадочного бассейна // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 50–54.
15. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Скарятин М.В., Балагуров М. Д., Илюшин Д.В., Колюбакин А.А., Губарева О.А., Гатовский Ю.А., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В., Ступакова А.В., Суслова А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К.* Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты // Геология и геофизика. 2023. Т. 4. № 3. С. 46–65.
16. *Мельников В.П., Спесивцев В.И.* Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. – Под ред. Н.М. Давиденко – Новосибирск: Наука, 1995. 195 с.
17. *Неизвестнов Я.В.* Мерзлотно-гидрогеологические условия зоны арктических шельфов СССР. – В Сб.: Криолитозона Арктического шельфа. – Под ред. В.И. Соломатина, Л.А. Жигарева – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1981. С. 18–28.
18. *Никишин В.А.* Эвапоритовые отложения и соляные диапиры прогиба Урванцева на севере Карского моря // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 2012. № 4. С. 54–57.
19. *Никишин В.А.* Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря. – Дис. ... к. г.-м. н. М.: МГУ, 2013. 137 с.

20. *Потапкин Ю.В., Рокос С.И., Галка Ю.Г. и др.* Отчет по объекту “Комплексные инженерно-геологические, инженерно-гидрометеорологические и инженерно-геодезические изыскания на морском продолжении площади Харасавэйской структуры для подготовки к поисково-разведочному бурению”. – Отв. исп. Ю. В. Потапкин – Мурманск: АМИГЭ, 2002. 108 с.
21. *Рекант П.В., Васильев А.А.* Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. № 4. С. 69–72.
22. *Рокос С.И., Тарасов Г.А.* Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2007. Вып. 67. С. 66–75.
23. *Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А.С., Костин Д.А., Куликов С.Н.* Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10. С. 38–41.
24. *Рокос С.И., Куликов С.Н., Коротков С.В.* “Инженерные изыскания (2 площадки) в пределах Крузенштернского участка.” – Технический отчет по объекту. – Мурманск: АМИГЭ, 2011. 190 с.
25. *Рокос С.И., Куликов С.Н., Скурихин В.Н., Соколов В.П.* Стратиграфия и литология верхней части разреза акватории Обской и Тазовской губ Карского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2020. № 7. С. 164–167.
26. *Рокос С.И., Костин Д.А., Тулапин А.В., Куликов С.Н., Арушанян Л.А.* Мерзлые и охлажденные грунты акватории Байдарацкой губы // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. № 9. С. 222–227.
27. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Григорьев М.Н., Хуббертен Х.В., Зигерт К.* Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 3. С. 79–91.
28. *Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л.* Криолитозона Восточно-Сибирского Арктического шельфа // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. №4. С. 51–56.
29. *Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В.* Криолитозона и зона стабильности гидратов газов на шельфе моря Лаптевых (основные результаты десяти лет российско-германских исследований) // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 3. С. 61–68.
30. *Романовский Н.Н., Тумской В.Е.* Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. № 1. С. 3–14.
31. *Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Телепнев Е.В., Михалюк Ю.Н.* Криогеотермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана – Л.: Севморгеология, 1987. 150 с.
32. *Супруненко О.И., Медведева Т.Ю., Каминский В.Д., Черных А.А., Суворова Е.Б.* Карское море – перспективный полигон для изучения и освоения углеводородных ресурсов // Neftegaz.RU [Электронный ресурс]. URL: https://magazine.neftegaz.ru/articles/geologorazvedka/551685-karskoe-more-poligon-dlya-izucheniy-uv-resursov-shelfa/.
33. Тектоническая карта Арктики. – Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 1 л.
34. *Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Леонов Ю.Г., Подгорных Л.В., Поляк Б.Г., Сухих Е.А., Цыбуля Л.А.* Геотермия Арктических морей. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: ГЕОС, 2013. 232 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 605).
35. *Шарабатян А.А.* Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии – М.: Наука, 1974. 124 с.
36. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.* Современные проблемы геологии и тектоники осадочных бассейнов Евразиатско-Арктической континентальной окраины. – Т. 1. – Литолого- и сейсмостратиграфические комплексы осадочных бассейнов Баренцево-Карского шельфа – Под ред. Г.Г. Матишова – Апатиты: ММБИ КНЦ РАН, 2010. С. 266.
37. *Athy L.F.* Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull. 1930. Vol. 14. P. 1–24.
38. *Brothers L., Hart P., Ruppel C.* Minimum distribution of subsea ice-bearing permafrost on the U.S. Beaufort Sea continental shelf // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. L15501. P. 1–6.
39. *Bukhanov B., Chuvilin E., Zhmaev M., Shakhova N., Spivak E., Dudarev O., Osadchiev A., Spasennykh M., Semiletov I.* In situ bottom sediment temperatures in the Siberian Arctic seas: Current state of subsea permafrost in the Kara sea vs Laptev and East Siberian seas // Marin. Petrol. Geol. 2023. Vol. 157. P. 1–11. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106467
40. *Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V.* Dissociation and self-preservation of gas hydrates in permafrost // Geosciences. 2018. Vol. 8 (431). P. 1–12. https://doi.org/10.3390/geosciences8120431
41. *Collett T. S., Lee M.W., Dallimore S.R., Agena W.F.* Seismic- and well-log-accumulations on Richards Island. – In: *Scientific Results from JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 Gas Hydrate Research Well, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*. – Ed. by S.R. Dallimore, T. Uchida, T.S. Collett – Bull. Geol. Surv. Can. 1999. Vol. 544. 403 pp.
42. *Collett T.S., Lee M.W., Agena W.F., Miller J.J., Lewis K.A., Zyrianova M.V., Boswell R., Inks T.L.* Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // Marin. Petrol. Geol. 2011. Vol. 28. P. 279–294.
43. *Crutchley G.J., Pecher I.A., Gorman A.R., Stuart A.H., Greinert J.* Seismic imaging of gas conduits beneath seafloor seeps in a shallow marine gas hydrate province, Hikurangi Margin, New Zealand // Marin. Geol. 2010. Vol. 272. P. 114–126.
44. *Dallimore S.R., Collett T.S.* Scientific Results from the Mallik. – In: *Scientific Results from the Mallik 2002 Gas H ydrate Production Research Well Program, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*. – (Bull. Geol. Surv. Can. 2005. Vol. 585 (CDROM). No. 957), 140 pp.

45. *De Boer B., Lourens L., van de Wal R.S.W.* Persistent 400,000-year variability of Antarctic ice volume and the carbon cycle is revealed throughout the Plio–Pleistocene // Nature Communications. 2014. Vol. 5. No. 2999. P. 1–8.
46. *Fuchs. S., Norden B.* The Global heat flow database: Release 2021. – GFZ Data Services, Int. Heat Flow Commis. 2021. https://doi.org/10.5880/fidgeo.2021.014
47. *Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A., Boldyrev M., Khilimonyuk V., Pizhankova E., Buldovich S., Kosevich N., Alyautdinov A., Ogienko M., Roslyakov A., Cherbunina M., Ospennikov E.* The current state and 125 kyr history of permafrost in the Kara Sea shelf: modeling constraints // Cryosphere. 2020. Vol. 14. No. 6. P. 1857–1873.
48. *Grob H., Riedel M., Duchesne M.J., Krastel S., Bustamante J., Fabien-Ouellet G. et al.* Revealing the extent of submarine permafrost and gas hydrates in the Canadian Arctic Beaufort Sea using seismic reflection indicators // Geochem. Geophys. Geosyst. 2023. Vol. 24. P. 1–22.
49. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.* The ERA-5 global reanalysis // Quarterly J. Royal Meteorolog. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803
50. *Hinz K., Delisle G., Block M.* Seismic evidence for the depth extent of permafrost in shelf sediments of the Laptev Sea, Russian Arctic. – In: Proc. 7th Int. conf. on permafrost. – Ed. by A. G. Lewcowicz, M. Allard (Yellowknife, Canada, 1998). P. 453–458.
51. *Hunt J.M.* Petroleum geochemisty and geology. – Ed. by J.H. Staples (Woods Hole Oceanograph. Inst., W.H. Freeman & Co, San Francisco, USA. 1979), 617 pp.
52. *Kholodov A., Romanovskii N., Gavrilov A. et al.* Modeling of the Offshore Permafrost Thickness on the Laptev Sea Shelf // Polarforschung. 2001. Vol. 69. No. 6. P. 221–227.
53. *Kvenvolden K.A.* Methane hydrate in the global organic carbon cycle // Terra Nova. 2002. Vol. 14. P. 302–306. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00414
54. *Lellouche J.M., Bourdalle-Badie R., Greiner E., Garric G., Melet A., Bricaud C. et al.* The Copernicus global 1/12 degrees oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis // Frontier. Earth Sci. 2021. Vol. 9. P. 1–27.
55. *Li J., Ye J., Qin X., Qiu H., Wu N., Lu Hai-Long, Xie W., Lu J., Peng F., Xu Z., Lu C., Kuang Z., Wei J., Liang Q., Lu Hong-Feng, Kou B.* The first offshore natural gas hydrate production test in South China Sea // China Geol. 2018. Vol. 1. P. 5–16.
56. *Liu X., Flemings P.B.* Passing gas through the hydrate stability zone at southern Hydrate Ridge, offshore Oregon // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 24. P. 211–226.
57. *Malakhova V.V.* The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // IOP Conf. Ser.: Earth and Environ. Sci. 2020. Vol. 606. P. 1–8.
58. *Malakhova V.V., Eliseev A.V.* Uncertainty in temperature and sea level datasets for the Pleistocene glacial cycles: Implications for thermal state of the subsea sediments // Global and Planetary Change. 2020. Vol. 192. P. 1–13. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249
59. *Matveeva T.V., Kaminsky V.D., Semenova A.A., Shchur N.A.* Factors Affecting the Formation and Evolution of Permafrost and Stability Zone of Gas Hydrates: Case Study of the Laptev Sea // Geosciences. 2020. Vol. 10. Is.12. P 1–21.
60. *Overduin P. P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M., Ruppel C., Vasiliev A., Lantuit H., Juhls B., Westermann S.* Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D eransient heat flux (SuPerMAP) // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. Vol. 124. No. 6. P. 3490–3507. http://dx.doi.org/10.1029/2018JC014675
61. *Portnov A., Smith A.J., Mienert J., Cherkashov G., Rekant P., Semenov P., Serov P., Vanshtein B.* Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 1–6.
62. *Portnov A., Mienert J., Serov P.* Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions of extensive gas expulsion at the West Yamal shelf // Biogeosciences. 2014. Vol. 119. P. 2082–2094.
63. *Ruppel C.* Methane Hydrates and Contemporary Climate Change // Nature Education Knowledge. 2011. Vol. 2. No. 12. P. 1–10.
64. *Ruppel C.* Permafrost-associated gas hydrate: Is it really approximately 1% of the global system? // J. Chem. Engineer. Data. 2015. Vol. 60. No. 2. P. 429–436.
65. *Tinivella U., Giustiniani M., Marín-Moren H.* A Quick-Look Method for Initial Evaluation of Gas Hydrate Stability below Subaqueous Permafrost // Geosciences. 2019. Vol. 9. No. 329. P. 1–13.
66. Kingdom Software, https://www.spglobal.com/commodityinsights/en/ci/products/kingdom-seismic-geological-interpretation, (Accessed July, 2023).
67. ArcGIS, https://www.esri.com/en-us/home (Accessed May, 2023).
68. Julia Programming Language (v.1.6.17), https://julialang.org/, (Accessed July 19, 2022).

Geological Characteristics of Subpermafrost Gas Hydrate Reservoir on the Taimyr Shelf of the Kara Sea (Eastern Arctic, Russia)

T. V. Matveeva[a, *], A. O. Chazov[a, b], Yu. Yu. Smirnov[a, c]

[a]*Gramberg All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), Angliisky pr., bld. 1, 190121 Saint-Petersburg, Russia*

[b]*Saint-Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, Universitetskaya emb., bld. 7/9, 199034 Saint-Petersburg, Russia*

[c]*Russian State Hydrometeorological University, Voronezhskaya st., bld. 79, 192007 Saint-Petersburg, Russia*

**e-mail: tv_matveeva@mail.ru*

The conditions for the formation of gas hydrates associated to subsea permafrost in the Kara Sea are predicted based on numerical modeling. The forecast of the distribution of the relic submarine permafrost and related methane hydrate stability zone is given on the basis of solving the equation of thermal conductivity. According to modeling data, an extensive thermobaric relict submarine permafrost zone is predicted within the Kara Sea shelf. The greatest thickness (up to 600 m) of the permafrost is confined to the Taimyr shelf. Based on the results of the analysis of our model, drilling seismic data, the southwestern shelf of the Kara Sea is characterized by insular or sporadic permafrost. In the northeastern part, the nature of permafrost is also discontinuous, despite the greater thickness of the frozen strata. For the first time, accumulations of cryogenic gas hydrates on the Taimyr shelf have been characterized. The new drilling data obtained, seismic data reinterpretaion and numerical modeling have shown that the gas hydrate reservoir is confined to unconformably occurring Silurian–Devonian and underlying Triassic-Jurassic strata. The thickness of the gas hydrate reservoir varies from 800 to 1100 m. Based on the interpretation of CDP data and their comparison with model calculations, frozen deposits and sub-permafrost traps of stratigraphic, anticline and anticline-stratigraphic types were identified for the first time. These pioneering studies allowed to characterize the thickness and morphology of the gas hydrate reservoir, giving a preliminary seismostratigraphic reference, and to identify the potentially gas-hydrate bearing structures. Due to favorable thermobaric and permafrost-geothermal conditions, most of the identified traps may turn out to be sub-permafrost accumulations of gas hydrates. In total, at least five potential accumulations of gas hydrates were discovered, confined to structural depressions – Uedineniya Trough and its side included Egiazarov Step and North Mikhailovskaya Depression.

Keywords: Kara Sea, Taimyr shelf, relict subsea permafrost, cryogenic gas-hydrates, gas hydrate accumulations, gas hydrate reservoir, gas hydrate stability zone, numerical modeling, seismic exploration, seismic attributes