УДК [55+551.24+574.4](985)

Современная геодинамика хребта Гаккеля по сейсмологическим данным

Ю. Г. Кутинов¹, доктор геолого-минералогических наук ФГБУН Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН, Центр космического мониторинга Арктики Северного (Арктического) федерального университета им. М. В. Ломоносова, Архангельск

3. Б. Чистова², кандидат геолого-минералогических наук,

Т. Я. Беленович, доктор геолого-минералогических наук

А. Н. Морозов ³, кандидат технических наук

ФГБУН Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики РАН, Архангельск

На основе анализа сейсмичности, фокальных механизмов очагов землетрясений, направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений рассмотрен современный геодинамический режим Срединно-Арктического хребта в целом и хребта Гаккеля в частности. В пределах Срединно-Арктического хребта установлено сложное напряженно-деформируемое состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций с юго-востока на северо-запад изменялись три раза. То есть в слоисто-блоковой среде послойно, а в отдельных блоках и во времени меняется напряженно-деформированное состояние лито-сферы, которое напрямую зависит от направления осей сжимающих напряжений.

Ключевые слова: Арктика, геодинамика, Срединно-Арктический хребет, хребет Гаккеля, сейсмологические данные, фокальные механизмы очагов землетрясений.

Введение

Геоэкологические аспекты применения сейсмологических данных достаточно очевидны, так как только установление факта существования или отсутствия повышенной сейсмичности заметно влияет не только на представления о современной геодинамике региона, но и на оценку возможности и целесообразности его промышленного освоения. Поэтому при ранжировании по уровню сейсмической активности при геоэкологических исследованиях на первый план выходят перспективы промышленного освоения района. Ввиду хороших перспектив на углеводороды (рис. 1), интенсивного промышленного освоения побережий и высокого уровня сейсмической активности актуальным является проведение сейсмического районирования всей окраинно-континентальной зоны российской Арктики включая акватории морей и их континентальные обрамления.

Особое значение приобретают исследования Срединно-Арктического хребта (современной зоны спрединга), где на акватории Северного Ледовитого океана происходит подавляющее большинство землетрясений.

Состояние проблемы

Большая часть публикаций по проблемам сейсмичности и сейсмотектоники Арктического сегмента посвящена отдельным регионам, в первую очередь Срединно-Арктическому поясу землетрясений

¹ e-mail: kutinov@fciarctic.ru.

² e-mail: zchistova@yandex.ru.

³ e-mail: morozovalexey@ya.ru.



Рис. 1. Нефтегазоносные (НГБ) и потенциально нефтегазоносные (ПНГБ) бассейны Арктики [9].

Розовый цвет — НГБ: Западно-Баренцевский (ЗБ), Восточно-Баренцевский (ВБ), Тимано-Печорский (ТП), Южно-Карский (ЮК), Енисей-Хатангский (ЕХ), Северо-Аляскинский (СА), Бофорт-Маккензи (БМ), Свердрупский (СВ) и Западно-Гренландский — Восточно-Канадский (ЗГ-ВК).

Зеленый цвет — ПНГБ шельфа: Северо-Карский (СК), Анабаро-Лаптевский (АЛ), Новосибирско-Северо-Чукотский (НСЧ), Южно-Чукотский (ЮЧ) и Восточно-Гренландский (ВГ).

Заштрихованные участки — подводные и островные поднятия с признаками нефтегазоносности.

Желтый цвет — ПНГБ: Чукотско-Нортвиндский (ЧН), подводных хребтов и впадин (ПХВ) и континентального склона (КС). Темно-желтый цвет со штриховкой — ПНГБ Канадской котловины (КК)

(Срединно-Арктическому хребту). Наиболее полное обобщение в иностранных источниках сделано в монографии «The Arctic ocean region» [41], но при этом сведения о фокальных механизмах ограничены в основном второй половиной 1970-х годов. Достаточно полное обобщение содержится и в работе Г. П. Аветисова [2].

К настоящему времени за весь период инструментальных наблюдений севернее полярного круга зарегистрировано более 7 тыс. землетрясений, а с учетом приполярных территорий — около 18 тыс. [2]. Этот блок информации рассредоточен в большом количестве зарубежных и отечественных каталогов, выпускаемых по материалам наблюдений как общемировой, так и региональных сетей сейсмических станций. Каталоги не унифицированы по форме представления материалов, базируются на разном количестве исходных данных и разных способах обработки, параметры одних и тех же землетрясений в разных источниках довольно часто различаются (иногда до сотен километров) [2]. В настоящее время во ВНИИОкеангеологии создан Банк арктических сейсмических данных, являющийся составной частью единой системы банков геологогеофизической информации по Арктике, Антарктике и Мировому океану (ограничен Северным полярным кругом).

Для арктических землетрясений известно около 300 решений фокальных механизмов, однако количество обработанных событий менее 200, так как для ряда из них имеется по пять-шесть определений разных авторов, и количество решений фокальных механизмов составляет около 4% общего количества землетрясений.

Существовавшая до конца ХХ столетия сеть телеметрических отечественных и зарубежных станций в какой-то степени достаточна для проведения общего мониторинга сейсмического режима Арктики в целом, но неудовлетворительна для детального изучения важных с позиций научного и прикладного (и особенно геоэкологического) аспектов узловых фрагментов сейсмоактивных зон.

Наиболее слабо изучены северные территории России [1; 2]. Так, если в Фенноскандии в настоящее время работают десятки станций, то на пространстве от Кольского полуострова до Чукотки их было в разные годы не более пяти-семи [2]. В последнее время положение несколько изменилось (рис. 2а).

Открытие в последнее время ряда новых станций в Арктике позволило практически полностью охватить западную часть Срединно-Арктического хребта (САХ) и регистрировать в отдельных регионах слабые сейсмические события магнитудой от 2,0. Особый вклад вносит пункт сейсмических наблюдений, установленный на архипелаге Земля Франца-Иосифа, позволяющий, в частности, более детально заниматься сейсмичностью хребта Гаккеля и арктического шельфа. Ежемесячно станциями Архангельской сети в Евроарктическом регионе регистрируется от 100 до 170 региональных и локальных сейсмических событий различной природы, в том числе землетрясения, промышленные взрывы, техногенные катастрофы и пр. [3].

В то же время анализ пространственного распределения эпицентров показывает, что каждая сейсмологическая служба имеет свои зоны регистрации и «тени» [3]:

- Станции Архангельской сети (см. рис. 26 и 2в) преимущественно выполняют мониторинг юговосточной и северо-восточной частей Евроарктического региона, регистрируют сейсмические события в районе хребтов Гаккеля и Книповича, архипелага Шпицберген, Кольского полуострова. Зонами «тени» являются хребет Мона, Гренландское море и практически весь Скандинавский полуостров.
- Сеть NORSAR (см. рис. 26) позволяет проводить качественный мониторинг Скандинавского полуострова. Установленная на архипелаге Шпицберген сейсмическая группа SPITS дает возможность регистрировать землетрясения вблизи архипелага Шпицбереген, хребтов Книповича и Мона.
- Сейсмическая сеть Кольского филиала ГС РАН детально занимается мониторингом восточной части Скандинавского полуострова и прилегающих акваторий, регистрирует сейсмические события южной части Евроарктического региона. Совместный анализ с данными NORSAR позволяет повысить точность регистрации сейсмических событий преимущественно западной части этого региона.

Мониторинг сейсмичности в России осуществляет ГС РАН, которая располагает всего 50 цифровыми сейсмостанциями севернее 55° с.ш. (см. рис. 2а). Столь редкая сеть позволяет регистрировать на шельфе АЗРФ и в Северном Ледовитом океане только относительно сильные землетрясения магнитудой выше 4,5, приуроченные к Срединно-Арктическому поясу повышенной сейсмической активности [18].

О неполноте наших данных по сейсмичности Евразийского суббассейна и его обрамления свидетельствуют результаты сейсмологических наблюдений НИИГА — НПО «Севморгео» [1; 2], показавшие существование ранее неизвестных зон повышенной сейсмичности, в частности в районе Новосибирских островов.

В целом следует отметить, что существующие сейсмические сети позволяют проводить корректную локацию сейсмических событий только для западной части хребта Гаккеля.

Общая характеристика хребта Гаккеля

Хребет Гаккеля формирует границу между Евро-Азиатской и Северо-Американской литосферными плитами. Он простирается примерно на 1800 км от 83° с. ш. 6° з. д. до 125° в. д. Скорость спрединга минимальная из всех срединно-океанических хребтов, ее значения варьируют от 1,4—1,5 до 0,6 см/год. Спрединг на протяжении большей части хребта ортогонален, среднее простирание оси составляет 30—50°, среднее направление растяжения — 120—140°. По мнению ряда авторов, вдоль всего своего протяжения хребет Гаккеля не нарушен трансформными разломами, амплитуда крупнейших нетрансформных смещений не превышает 15 км [11—14; 25].

Экстремальные климатические условия накладывают ограничения на доступность научных исследований хребта Гаккеля. В последнее время благодаря проведению крупных международных экспедиций появились дополнительные геофизические данные по хребту. Прежде всего это исследования в рамках программы SCICEX (SCence ICe EXercises program, 1995—1999 гг.) по использованию атомных подводных лодок в серии несекретных научноисследовательских экспедиций в Северном Ледовитом океане. В частности, в 1998 и 1999 гг. (подпрограммы SCICEX98 и SCICEX99) были получены подробные батиметрические и гравиметрические данные по хребту Гаккеля в пределах участка от 8° до 96° в. д. шириной 50 км в каждую сторону от оси хребта [27].

В 2001 г. была проведена международная экспедиция AMORE2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) на борту двух исследовательских ледоколов (немецкого «Polarstern» и американского «Healy») с целью изучения морфологических, геофизических и петрологических характеристик осевой зоны хребта Гаккеля. Был получен большой объем данных, который позволил изучить структуру и особенности аккреции коры в пределах хребта. Среди других открытий эта экспедиция обнаружила гидротермальные проявления «black smokers» («черные курильщики») [39].

В 2007 г. океанографический институт Woods Ноle провел международную экспедицию AGAVE



Рис. 2. Пространственное распределение сети сейсмических станций в Арктике и на прилегающих территориях: *a* – сеть опорных сейсмостанций Геофизической службы (ГС) РАН, обеспечивающая мониторинг землетрясений и взрывов в Арктической зоне Российской Федерации (АЗРФ) [18], *б* – сейсмический мониторинг в акватории Баренцева моря [3], красные кружки – сейсмические группы, треугольники – одиночные станции, белые кружки – эпицентры сейсмических событий Евроарктическог го региона за январь-июнь 2013 г., *в* – Архангельская сейсмическая сеть [3]

(Arctic Gakkel Vents Expedition) с целью изучения геологических, химических и биологических характеристик гидротермальных источников на хребте Гаккеля. В ходе этой экспедиции было сделано несколько важных открытий включая открытие вулканической цепи в районе 85° в. д. и обнаружение неконсолидированных фрагментированных пирокластических вулканических отложений, охватывающих большие участки морского дна вблизи вулканов. В этих отложениях изменчивость концентрации вещества в десять раз выше, чем в магмах нормальных срединно-океанических хребтов [37; 38].

Большое количество экспедиций в разное время было проведено сотрудниками ВНИИОкеангеологии им. И. С. Грамберга. Были обнаружены и оконтурены главные морфоструктуры арктического бассейна, определена мощность и изучена структура осадочного чехла, получены уникальные данные о глубинном строении земной коры. Основные результаты экспедиций публикуются в сборниках «Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона» под редакцией Г. П. Аветисова (например [10]).

На основании полученных геолого-геофизических данных в структуре хребта Гаккеля выделены три крупных сегмента: западный вулканический (ЗВС, 7° з. д. — 3° в. д.), центральный амагматический (ЦАС, 3° в. д. — 30° в. д.) и восточный вулканический (ВВС, 30° в. д. — 94° в. д.) [23; 26; 32]. Некоторые исследователи выделяют от семи до девяти подсегментов [12; 28].

Западный сегмент протягивается на 220 км от 7° з. д. до 3° в. д. Скорость спрединга составляет 1,5—1,35 см/год. Днище рифтовой долины располагается на глубинах 3,8—4 км. Каждые 10—20 км в его пределах наблюдаются крупные вулканические хребты высотой 1,2—1,5 км и длиной 15—50 км. Борта долины расчленены многочисленными крутопадающими сбросами. Толщина коры, по данным [31], составляет 2,5—4,9 км. В драгировках полностью преобладают базальты [14; 32].

Протяженность центрального сегмента составляет 300 км от 3° в. д. до 30° в. д. Скорость спрединга составляет 1,35—1,27 см/год. На всем протяжении отрезка хребта наблюдаются только два вулканических центра в районах 13° и 19° в. д. На остальной части рифтовой долины не обнаружено вулканических построек и свежих лавовых потоков. Вулканические постройки располагаются только на бортах рифтовой долины. Отсутствие магматической активности наблюдается в условиях субортогонального растяжения. Днище рифтовой долины находится на глубинах 5—5,5 км и состоит из серии удлиненных впадин. Толщина коры на участке ЦАС составляет 1,3—2,5 км [31]. На флангах хребта пологие сбросы располагаются на расстоянии от 12 до 25 км друг от друга и ограничивают поднятия высотой до 2,2 км [13; 14; 24; 32].

Протяженность восточного сегмента составляет около 600 км от 30° в. д. до 95° в. д. Скорость спрединга здесь варьирует от 0,6 до 1,27 см/год. Днище рифтовой долины находится на глубинах 4,5—5,0 км, ширина — 12—15 км. Толщина коры составляет 2,5—3,5 км [31]. На флангах рифтовой зоны наблюдаются как пологие, так и крутопадающие сбросы. Основной чертой рельефа является наличие крупных поднятий, перпендикулярных рифтовой оси. Расстояние между ними варьирует от 50 до 150 км. В пределах днища рифтовой долины этим поднятиям соответствуют вулканические хребты высотой до 1,5-2 км и длиной 20-35 км [13; 24; 32]. Крупнейший вулканический центр расположен в районе 85° в. д., для него характерна сильная вулканическая активность в 1999 г. с подводным извержением и роем землетрясений, зарегистрированных на телесейсмических расстояниях [27; 34; 42].

Анализ геолого-геофизической информации, а также результаты численного и экспериментального моделирования позволили исследователям [13] выявить для ультрамедленных спрединговых хребтов главные факторы, влияющие на структурообразование и особенности магматизма. Для хребта Гаккеля это наиболее низкие скорости спрединга в условиях изменяющейся вдоль их длины степени прогрева мантии и геометрии спрединга. Соотношение эндогенных процессов также меняется вдоль простирания хребтов, а именно при преобладании тектонического фактора в структурообразовании; на отдельных участках значительную роль играют магматические и метаморфические процессы.

Обобщению информации о зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля землетрясениях (c mb > 4) за весь период инструментальных сейсмических наблюдений посвящены работы [2; 28; 29; 36]. В частности, в [2] отмечается, что сейсмический пояс, трассирующий хребет Гаккеля, имеет практически постоянное простирание и среднюю ширину, не превышающую 20—30 км. Наиболее заметные отклонения эпицентров от осевой линии устанавливаются на участке между 40° и 80° в. д., где практически линейный фрагмент пояса длиной порядка 300 км смещен к северу на 100—120 км в своей западной части и далее на восток относительно плавно выходит на генеральную осевую линию.

Анализу проявления слабой сейсмичности в пределах хребта Гаккеля посвяшены работы [33: 36]. В ходе экспедиции AMORE2001 производилась регистрация слабых землетрясений с помощью малых апертурных сейсмических групп. Каждая группа состояла из четырех трехкомпонентных сейсмометров, установленных на лед около разных участков хребта. Все группы зафиксировали многочисленные микроземлетрясения (с M < 2) в центральной рифтовой долине и на его флангах, которые Ф. Шлиндвайн с соавторами [36] интерпретируют как тектонические землетрясения. Также был зарегистрирован рой микроземлетрясений, локализованный с высокой точностью в районе вулканической гряды в рифтовой долине, и на основании этого выдвинуто предположение о магматической природе этих микроземлетрясений [36].

B [33] проанализированы пространственновременные особенности проявления слабых землетрясений (с M > 1,5) на основе данных сейсмических станций, функционирующих на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Отмечается, что, несмотря на самую низкую скорость спрединга, хребет Гаккеля сейсмически активен. Землетрясения в пределах хребта регистрировались неравномерно во времени и пространстве. Выявлено наличие периодов затишья и активизации сейсмичности. Наибольшее число эпицентров приурочено к ЦАС, а именно к району, ограниченному координатами от 1,5° в. д. до 19,0° в. д. Спектральный анализ землетрясений позволил ряду авторов предположить, что землетрясения западной части хребта Гаккеля имеют разный механизм генерации [21; 35]. В то же время, по мнению одного из авторов этого сообщения, для окончательных выводов «требуются дополнительные

исследования при увеличении объема выборки» [21, с. 297].

Тем не менее многочисленные данные различных авторов подтверждают, что во всяком случае западная часть хребта Гаккеля имеет блоковое строение.

Методика исследований

На основе анализа сейсмичности, фокальных механизмов очагов землетрясений, направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений авторы проанализировали современный геодинамический режим земной коры хребта Гаккеля, являющегося частью Срединно-Арктического хребта. Проведен анализ геодинамического режима всего Срединно-Арктического хребта [17]. Для получения сведений о напряженно-деформируемом состоянии земной коры были необходимы данные о фокальных механизмах очагов землетрясений, поскольку обобщение последних дает возможность выделять ориентировку, вернее, траектории главных нормальных напряжений: растяжения о, и сжатия о, действующих в очагах. Данные (каталоги) о фокальных механизмах очагов землетрясений в пределах САХ позаимствованы из работы Г. П. Аветисова [2].

Процесс деформации горных пород при тектонических движениях, сопровождающихся землетрясениями, рассматривается как макроскопически непрерывное течение больших объемов горных масс — «тектоническое течение», упруго разрывную часть которого составляет «сейсмическое течение» [20]. Сейсмическое течение — это связанная с остаточными смещениями в совокупности очагов землетрясений часть общего сейсмотектонического разрывно-непрерывного деформационного движения крупных пространственно-временны́х областей земной коры и верхней мантии.

Ранее было установлено, что скорости смещений при сейсмическом течении горных масс составляют десятую долю от новейших тектонических движений для больших значений и сотую долю для малых [5].

Рассмотрим более подробно расчетные формулы, которые использовались для определения компонент направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации (СТД). Подобно тому, как при схематическом рассмотрении каждого отдельного очага вместо сложного неоднородного деформационно-напряженного состояния среды (горных масс) в области очага можно говорить лишь о среднем значении деформации на площадке разрыва или в объеме очага, при рассмотрении компонент направляющего тензора СТД можно говорить о средних показателях в каждом пространственновременном объеме среды, включающем множество очагов. Кроме того, обобщение данных об ориентировке осей напряжений, определяемых из механизмов очагов землетрясений, дает возможность выделять траектории главных нормальных напряжений — растяжения σ_2 и сжатия σ_1 [8].

Для изучения сейсмотектонической деформации используется множество различно ориентированных очагов землетрясений (в исключительных случаях — единичные), падения напряжений в которых представляется в каждом случае в своей локальной системе координат. Для совокупности исследований переходят от локальных к общей географической системе, где оси *x*, *y*, *z* ориентированы следующим образом: *x* — по параллели на восток, *y* — по меридиану на юг, *z* — вверх в зенит. Компоненты тензора деформаций в очаге выражены следующими уравнениями [19]:

$$\varepsilon_{xx} = \sin^2 \varphi_t \sin^2 \alpha_t - \sin^2 \varphi_c \sin^2 \alpha_c,$$

$$\varepsilon_{yy} = \sin^2 \varphi_t \cos^2 \alpha_t - \sin^2 \varphi_c \cos^2 \alpha_c,$$
 (1)

$$\varepsilon_{zz} = \cos^2 \varphi_t - \cos^2 \varphi_A,$$

где $\phi_i, \alpha_i, \phi_c, \alpha_c$ получают из определений механизма очага землетрясений.

Известно, что угол φ_t заключен между осью растяжения $T(\sigma_2)$ и вертикалью z, азимут α_t этой оси — угол, отсчитанный по часовой стрелке между ее горизонтальной проекцией и северным меридианом, соответственно углы φ_c и α_c — для оси сжатия $C(\sigma_1)$. Преобразование компонент тензора деформаций при переходе из одной системы координат в другую весьма подробно изложено в [20] и здесь не рассматривается.

Современная геодинамика Срединно-Арктического хребта

Из расчетных данных установлено, что в пределах САХ значения компонент тензора деформаций изменяются в довольно широком диапазоне от 0,8 и более до 0,4.10-7 и менее. Из теории упругости и пластичности [4] известно, что деформация любого элементарного объема может быть представлена в виде шести составляющих деформаций: трех деформаций первого рода $(\varepsilon_{xx}; \varepsilon_{yy}; \varepsilon_{zz})$, изменяющих как форму, так и объем тела, и трех сдвиговых деформаций второго рода $(\gamma_{xy}; \gamma_{yz}; \gamma_{zx})$, изменяющих только форму. Поскольку совместный анализ всех шести компонент тензора деформаций затруднителен, для характеристики объемной деформации рассматривались деформации первого рода, хотя полная деформация объема характеризуется шестью компонентами [8]. Обобщение данных об ориентировке осей напряжений, определяемых из механизмов очагов землетрясений, дает возможность выделять траектории главных нормальных напряжений растяжения и сжатия.

На рис. 3 приведены карты компонент ε_{zz} , ε_{xx} , ε_{yy} тензора сейсмотектонической деформации в пределах Срединно-Арктического хребта. Как видно из этих карт, на исследуемой территории отчетливо выделяются: Верхоянский хребет, хребты Гаккеля, Книповича, Мона и Исландский хребет. Значения



Рис. 3. Компоненты ε_{...}, ε

 δ — карта значений компоненты ε_{\pm} направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации (положительные значения ε_{\pm} : 1 — (0,8—0,6)·10⁻⁷, 2 — (0,6—0,4)·10⁻⁷, 3 — сводные фокальные механизмы очагов землетрясений (закрашена область волн сжатия); отрицательные значения ε_{\pm} : 4 — (0,8—0,6)·10⁻⁷, 5 — (0,6—0,4)·, 6 — простирание Срединно-Арктического хребта; ШЗР — Шпицбергенская зона разломов).

в – карта значений компоненты ε₁ направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации (положительные значения ε₁: 1 – (0,8–0,6)·10⁻⁷, 2 – (0,6–0,4)·10⁻⁷; 3 – простирание Срединно-Арктического хребта; 4 – участки малочисленных данных определений (до 3) фокальных механизмов очагов землетрясений; ШЗР – Шпицбергенская зона разломов).

г – карта значений компоненты ε_{y} направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации (положительные значения ε_{y} : 1 – (0,8 – 0,6)·10⁻⁷, 2 – (0,6 – 0,4)·10⁻⁷; отрицательные значения ε_{y} : 3 – (0,8 – 0,6)·10⁻⁷, 4 – (0,6 – 0,4)·10⁻⁷; 5 – простирание Срединно-Арктического хребта; ШЗР – Шпицбергенская зона разломов)

компонент изменяются в довольно широком диапазоне величин (0,8—0,4)·10-7. Положительные значения соответствуют растяжению, отрицательные — сжатию вдоль соответствующих осей. Анализируя карты, можно видеть, что Верхоянский хребет характеризуется положительными значениями компонент ε, ε, ε, (рис. 36 и 3в) и отрицательными значениями $\widetilde{\epsilon}_{_{yy}}$ (рис. 3г); хребет Гаккеля на всем протяжении характеризуется отрицательными значениями компоненты ε... (рис. 36) и положительными значениями компонент $\epsilon_{yy}, \epsilon_{yy}$ (рис. Зв и Зг). Аналогичные значения отмечены и в пределах хребта Книповича. Из этого следует, что по деформационным процессам хребет Книповича является продолжением хребта Гаккеля. Аналогичная ситуация наблюдается и в полях

напряжений и типах подвижек в очагах землетрясений (рис. За). В пределах хребта Мона значения компонент по знакам совпадает с их значениями (+, +, –) в пределах Верхоянского хребта. Далее, за хребтом Мона, наблюдается совпадение значений компонент по знакам в пределах хребтов Гаккеля-Книповича и Исландского хребта. Сейсмодеформации здесь также совпадают. Последнее заключение убедительно подтверждается результатами определения сводных фокальных механизмов очагов землетрясений, представленных на рис. Зб, и блок-схемами объемных деформаций, показанных в виде параллелепипедов на рис. За.

Как известно, компоненты тензора средней сейсмотектонической деформации дают

представление лишь об изменении величины элементарного объема осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по таким данным представить себе деформацию элементарного объема в целом достаточно трудно. Решить эту проблему позволяет применение коэффициента Лоде — Надаи, описывающего характер деформирования в рамках теории упругости.

Коэффициент Лоде — Надаи, введенный в сейсмологическую практику в работе [22], определяет вид деформации (сжатие, растяжение, сдвиг). Выражается коэффициент через главные значения тензора деформаций ε_1 , ε_2 , ε_3 следующим образом:

$$\mu_{\varepsilon} = 2 \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_2} - 1.$$
 (2)

Величина μ_{ϵ} меняется от 1 до –1. При $\mu_{\epsilon} = 1$ деформация имеет вид простого сжатия, при $\mu_{\epsilon} = -1$ простого растяжения, при $\mu_{\epsilon} = 0$ — простого сдвига.

Определение главных значений тензора деформаций представляет собой классическую задачу теории упругости. Главные значения $\epsilon_1,\,\epsilon_2,\,\epsilon_3$ находятся из уравнения

$$\varepsilon^{3} - I_{2}\left(\overline{\varepsilon}_{i\kappa}\right)\varepsilon - I_{3}\left(\overline{\varepsilon}_{i\kappa}\right) = 0, \tag{3}$$

все корни которого вещественны. Здесь $I_2(\overline{\epsilon}_{i\kappa})$ второй инвариант, $I_3(\overline{\epsilon}_{i\kappa})$ — третий инвариант тензора средней сейсмотектонической деформации, которые выражаются через его компоненты следующим образом:

$$I_{2}\left(\overline{\varepsilon}_{i\kappa}\right) = \frac{1}{6} \left[\left(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}\right)^{2} + \left(\varepsilon_{yy} - \varepsilon_{zz}\right)^{2} + \left(\varepsilon_{zz} - \varepsilon_{xx}\right)^{2} + \frac{3}{2} \left(\varepsilon_{xx}^{2} + \varepsilon_{yy}^{2} + \varepsilon_{zz}^{2}\right) \right],$$

$$(4)$$

$$I_{3}\left(\overline{\varepsilon}_{i\kappa}\right) = \varepsilon_{xx}\varepsilon_{yy}\varepsilon_{zz} + \frac{1}{4}\gamma_{xy}\gamma_{yz}\gamma_{zx} - \varepsilon_{xx}\frac{1}{4}\gamma_{yz}^{2} - \varepsilon_{yy}\frac{1}{4}\gamma_{zx}^{2} - \varepsilon_{zz}\frac{1}{4}\gamma_{xy}^{2}.$$
(5)

Используя величину коэффициента Лоде — Надаи, можно выделить однородно деформируемые области (участки, блоки). В предположении квазиоднородного деформирования всего сейсмоактивного слоя (H = 0—30 км), для Срединно-Арктического хребта, как уже было отмечено в [7] были определены параметры тензоров (ε_x ; ε_y ; ε_z) средней сейсмотектонической деформации для землетрясений различных магнитуд от M = 5,6 до M = 2,8.

Так же как и на картах распределения значений компонент ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{zz} направляющего тензора

средней сейсмотектонической деформации [7], так и по значению коэффициента Лоде — Надаи, территориально Срединно-Арктический хребет делится на отдельные блоки, где на фоне сдвиговых деформаций отчетливо проявляется чередование участков с деформацией сжатия, с участками растяжения.

Результаты расчетов коэффициента Лоде — Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля за счет весомого вклада наиболее сильных (M = 5,0-5,6) землетрясений имеет вид простого сдвига ($\mu_{\epsilon} = 0,07 - 0,09$), для Шпицбергенской зоны разломов и хребта Книповича — сжатия ($0,28 \le \mu_{\epsilon} \le 0,81$), в пределах зоны перемычки — растяжения ($-1 \le \mu_{\epsilon} \le -2$).

Таким образом, было установлено, что как по распределению значений компонент ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{zz} направляющего тензора средней сейсмотектонической деформации, так и по значению коэффициента Лоде — Надаи Срединно-Арктический хребет делится на отдельные блоки с различными видами напряженно-деформируемого состояния и геодинамического режима земной коры.

Полученные результаты говорят о специфичности геодинамики Арктического сегмента земной и подтверждают предположения, высказанные ранее [15].

Также авторами были проведены расчеты энергоемкости блоков для хребтов Гаккеля и Книповича в пределах САХ. Значения сдвиговых деформаций хребта Гаккеля варьируют в пределах (24—26)·10⁹ дж/м³, для хребта Книповича — (20—24)·10⁹ дж/м³.

Деформация геологической среды на уровне блоков земной коры осуществляется путем взаимного перемещения и поворота блоков как целого. Реальные величины напряжений, при которых протекает процесс разрушения, ничтожны по сравнению с теоретической прочностью пород. Они составляют $10^7 - 10^8$ дин/см² и соответствуют реальной прочности тел, т. е. требуется достаточно небольшое приложение сил (в геодинамическом смысле) для превышения порога их прочности.

Кроме того, в пределах хребтов Гаккеля и Книповича был рассчитан параметр дискретности по формуле

$$K_{\rm cp} = \frac{\left(N_e / V\right)^{-1/3}}{L_{\rm cp}},$$
 (6)

где N_e — суммарное число землетрясений в диапазоне магнитуд от \mathbf{M}_{\min} до $\mathbf{M}_{\max};$ V — величина сейсмоактивного объема; $L_{\rm cp}$ — средняя длина разрывов в сейсмоактивном объеме исследуемых блоков в пределах отмеченных хребтов.

Вариации $K_{\rm cp}$ при M > 5,0 равны 0,52, при M = 5,0 — 0,45. Размер ячейки Δ S принимался равным 100×100 км.



Рис. 4. Схема ориентации осей главных напряжений сжатия и распределения очагов землетрясений и фокальных механизмов вдоль простирания хребта Гаккеля.

a – схема ориентации осей главных нормальных напряжений сжатия в очагах землетрясений ($M \ge 5,0$): 1 – участки с разным простиранием осей сжатия (I – ориентация осей сжатия вкрест простирания хребта, II – вдоль хребта, III – простирание в пределах хребта Мона, IV – Исландский хребет), 2 – ориентация осей сжатия и растяжения в проекции на горизонтальную плоскость (длинная стрелка указывает угол наклона осей к горизонту), 3 – верхняя полусфера сетки Вульфа с указанием азимута простирания только осей сжатия. Штриховка показывает разброс в простирании осей. *б* – сводная схема сопоставления ориентации осей главных напряжений сжатия по данным Г.П. Аветисова [2] и Мирового банка данных [40]: 1 – эпицентры землетрясений с $M \ge 5,0, h = 0$ —10 км, 2 – эпицентры землетрясений с $M \ge 5,0, h = 10$ —20 км, 3 – ориентация осей сжатия в проекции на верхнюю полусферу сетки Вульфа с указанием разброса в их простирании. *в* – схема распределения очагов землетрясений и фокальных механизмов вдоль профиля A-A' (вдоль простирания хребта Гаккеля): 1 – эпицентры землетрясений и фокальных механизмов вдоль профиля A-A' (вдоль простирания с $M \ge 5,0, h = 10$ —20 км, 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений (залитые – области волн сжатия). *г* – распределение эпицентров землетрясений с $M \ge 4,0, h = 0$ —10 км, 2 – эпицентры землетрясений (залитые – области волн сжатия). *г* – распределение эпицентров землетрясений с $M \ge 5,0, h = 10$ —20 км, 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений (залитые – области волн сжатия). *г* – распределение эпицентров землетрясений в западной части хребта Гаккеля для групп событий в диапазонах 1,5–20 Гц (1), 1,5–10 Гц [21; 35]: ЗВС – западный вулканический сегмент, ЦАС – центральный амагматический сегмент, ВВС – восточный вулканический сегмент

Для хребта Гаккеля $K_{\rm cp} = 0,52-0,55$, для хребта Книповича $K_{\rm cp} = 0,45-0,48$. Выбор хребтов для расчета сделан с учетом различных (взброс, сброс, сдвиг) типов подвижек в очагах землетрясений и различных значений средней сейсмотектонической деформации, т. е. сейсмоактивные блоки земной коры региона отличаются повышенными значениями величин энергоемкости и параметров дискретности.

Полученные результаты в пределах САХ подтверждают сделанный ранее авторами вывод [16] о сложном пространственно-временном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующих нелинейную структуру напряженнодеформируемого состояния земной коры, где взаимодействие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений.

Суммируя изложенное, следует отметить, что в целом для Арктического сегмента земной коры получены следующие результаты:

- В пределах Срединно-Арктического хребта установлено сложное напряженно-деформируемое состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций с юго-востока на северо-запад изменялись три раза. Стабильное (устойчивое) поле напряжений установлено в пределах хребтов: Верхоянского, Книповича, Мона и Исландского. В пределах хребта Гаккеля на всем его протяжении отмечено неустойчивое (не стационарное) поле.
- Границы смены полей напряжений и деформаций в пределах хребта на юго-востоке установлены на шельфе моря Лаптевых — на северо-западе в зоне сочленения хребтов Гаккеля и Книповича. Установленные границы выделены впервые.
- Расчеты коэффициента Лоде Надаи показали, что деформация в пределах хребта Гаккеля за счет весомого вклада наиболее сильных (М = 5,0—5,6) землетрясений имеет чисто сдвиговый характер (µ_c = 0,07—0,09).
- Значения (0,28 $\leq \mu_{\epsilon} \leq 0,81$) коэффициента Лоде Надаи (деформация сжатия и взбросо-сдвиговый тип подвижки в очагах землетрясений) отмечены в пределах хребта Книповича и Шницбергенской зоны разломов, в пределах зоны перемычки ($-1 \leq \mu_{\epsilon} \leq -2$).

Таким образом, Срединно-Арктический хребет в полях напряжений и деформаций имеет отчетливо выраженное блоковое строение.

Современная геодинамика хребта Гаккеля

Рассмотрим более подробно современную геодинамику хребта Гаккеля как основного элемента САХ. Среди исследователей Арктики существуют различные мнения относительно хребта Гаккеля и его современного геодинамического режима. Одни исследователи утверждают, что хребет на значительном протяжении имеет отчетливо выраженную рифтовую долину, в отдельных местах которой глубина достигает 5 км, что на 1—2 км ниже обрамляющих ее гребней [2]. Из этого следует, что хребет представляет собой единую структуру с близгоризонтальным растяжением и близвертикальным сжатием. Другие исследователи, в том числе и авторы данной статьи, придерживаются мнения о сложном блоковом строении хребта. Исследования и их результаты представлены в настоящей работе.

Как указывалось ранее, для исследования современного геодинамического режима использовался комплекс экспериментальных и расчетных методов тензорного анализа и тектоники трещиноватости сред, а также авторская разработка [6] по расчету векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений.

Хребет Гаккеля является одним из звеньев Срединного-Арктического хребта (зоны спрединга), исследованию которого посвящено множество работ (см. раздел «Общая характеристика хребта Гаккеля»). Наиболее полные данные о сейсмичности и фокальных механизмах очагов землетрясений представлены в работе Г. П. Аветисова [2]. В своем исследовании авторы использовали его результаты и частично выводы.

На рис. 4 представлена схема ориентации осей главных напряжений сжатия и распределения очагов землетрясений и фокальных механизмов.

Как видно из схемы (рис. 4а), оси главных нормальных напряжений сжатия в очагах землетрясений вдоль Срединно-Арктического хребта ориентированы как вдоль, так и вкрест простирания (участки I—IV) последнего. Четко выделяются Верхоянский хребет (I), хребет Гаккеля (II), хребет Мона (III) и Исландский хребет (IV). При детальном рассмотрении можно заметить, что в пределах хребта Гаккеля в отдельных очагах землетрясений оси главных нормальных напряжений переориентируются с близгоризонтального направления на близвертикальное. Последнее говорит о том, что в отдельных участках (блоках) наблюдается смена напряженно-деформируемого состояния земной коры. В основном же, по данным Г. П. Аветисова [2], оси сжатия ориентированы вдоль простирания хребта.

На рис. 46 представлена сводная схема сопоставления данных сейсмичности и ориентации осей сжатия в очагах землетрясений с $M \ge 5,0$ с глубиной их залегания (h = 0—10 и 10—20 км) вдоль профиля А-А'. Глубже 20 км за весь период наблюдений отмечено только три землетрясения. Как видно из схемы, данные по всем выделенным участкам (I, II, III) существенно различаются. Авторы в своих исследованиях отдавали предпочтение новым данным по фокальным механизмам очагов землетрясений, при определении которых была использована Мировая сеть сейсмических станций [40].

На рис. 4в показана сводная схема распределения очагов землетрясений с глубиной их залегания и фокальных механизмов вдоль профиля A-A'.

Из анализа схемы видно, что вдоль профиля А-А' с юго-запада на северо-восток меняются глубина

Таблица 1. Азимуты простирания двух нодальных плоскостей разрыва, типов подвижек в очагах землетрясений с глубиной их залегания в блоках I—III

Nº	Nº	Δ. км	<i>h</i> . км	Тип	Нодальные плоскости	
п/п	блока	,		подвижек	A_{z1}^0	A_{z2}^0
1	П	0—100	0—10	Взброс	115 NE	176 SW
2	П	100—150		Сброс	94 NE	136 SW
3	II	150—200		_		
4	II	250—300		Сброс	114 NE	12 SW
5	Ш	300—400		Взброс	43 NW	118 SW
6	I	0—100	0—10	Взброс	30 NW	128 SW
7	П	100—150		Сброс	103 NE	168 SW
8a	П	150—200		Сброс	120 NE	170 W
8б	П	250—300		Сброс	35 NW	109 W
9	II	250—300			53 NW	118 SW
10	Ш	300—400		Сброс	48 NW	117 SW

Таблица 2. Простирание главных нормальных осей сжатия с глубиной h = 0 - 10 и 10 - 20 км и тип подвижек

№ п/п	№ блока	Δ , км	<i>h</i> , км	Тип подвижек	A_z^0	
Близвертикальное сжатие, близгоризонтальное растяжение						
1	I	0—100	0—10			
2				Сдвиг	54—94	
3				Сброс	133—150	
Близгоризонтальное сжатие, близвертикальное растяжение						
1	П	150—300	10—20			
2				Сдвиг	48—60	
3				Сброс	134—146	
4	III	250—400	10—20			
5				Сброс	0—50	
6				Сдвиг	113—146	

очагов землетрясений, тип подвижек и ориентация (простирание обеих плоскостей разрыва как вдоль, так и вкрест простиранию) на всем протяжении Срединно-Арктического хребта. Такие же особенности строения и геодинамического режима видны в западной части хребта Гаккеля (рис. 4г), полученным по детальным геолого-геофизическим исследованиям [21; 32; 35]. Достаточно наглядно и подробно исходные данные представлены в табл. 1—3.

На рис. 5 показаны характеристики фокальных механизмов очагов землетрясений вдоль хребта Гаккеля.

Из схемы (рис. 5а) отчетливо видно, что на расстоянии от О до 100 км тип подвижек в очагах землетрясений с глубиной не меняется, т. е. в слое земной коры мощностью 0—20 км преобладают подвижки взбросового, взбросо-сдвигового типа, но наблюдается поворот обеих плоскостей разрыва почти на 90°, причем одна из них простирается вдоль хребта (участок сочленения Верхоянского хребта с хребтом Гаккеля).

В слое от 100 до 250 км картина резко изменяется. На глубине от О до 10 км на расстоянии 100—150 км отмечены землетрясения со сбросовым и сбросо-сдвиговым типом. Далее (на расстоянии 150—250 км) тип подвижек не определялся из-за отсутствия данных. На расстоянии 250-300 км отмечаются землетрясения со сбрососдвиговым типом смещения и небольшим (±5°) поворотом плоскостей разрыва. На этой же глубине и расстоянии от 300 до 400 км (зона сочленения хребта Гаккеля и Шпицбергенской зоны разломов) на глубине 0—10 км (верхний слой земной коры) происходили землетрясения взбросового, а на глубине 10-20 км сбросового типа.

Как известно, в зависимости от типа подвижки в очаге землетрясения (сброс, взброс, сдвиг) и направления оси сжатия (вдоль, вкрест) геологической структуры (разлома или блока в целом) во многом зависит максимальное перемещение горных масс в момент разгрузки напряжений, выражаемое, если исходить из дислокационной модели очага, вектором скольжения. Методика определения вектора скольжения подробно описана в [6].

Схема направления (азимутов простирания) векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений вдоль профиля A-A' (рис. 5б) явилась своего рода первоосновой для создания модели современной геодинамики Срединно-Арктического хребта (зоны спрединга) (рис. 5в), основную часть которой территориально занимает хребет Гаккеля.

Из модели отчетливо видно, что хребет Гаккеля не является единой монолитной структурой, а имеет сложное блоковое строение.

Выводы

Из приведенных схем отчетливо видно, что хребет Гаккеля имеет сложное слоисто-блоковое строение. На расстоянии от 0—100 км на глубине 0—10 км выделяется зона растяжения, на глубине 10—20 км эта же зона является зоной сжатия, на глубине 10 км — левосторонний сдвиг. Далее на глубине 10 км на расстоянии 150—400 км — правосторонний сдвиг. На расстоянии 300 км выделяется зона сжатия. В пределах 150—300 км и на глубине 0—10 км выделяется асейсмичная зона.

Таким образом, в слоистоблоковой среде послойно, а в отдельных блоках и во времени меняется напряженнодеформированное состояние литосферы, которое напрямую зависит от направления осей сжимающих напряжений.

В настоящее время существует достаточно общепризнанное мнение об асейсмичности нефтегазовых провинций на арктическом шельфе, которое необходимо перепроверять, поскольку оно основано на данных сильно разреженной сети сейсмостанций,

Рис. 5. Характеристики фокальных механизмов очагов землетрясений вдоль хребта Гаккеля: a — схема распределения фокальных механизмов очагов землетрясений по глубине их залегания (профиль A-A' в проекции на вертикальную плоскость), δ — схема направления (азимутов простирания) векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений вдоль профиля A-A', e — современная геодинамическая модель земной коры хребта Гаккеля

Габлица 3. Простирание	векторов	смещения	горных	масс
в очагах землетрясений				

№ п/п	№ блока	Δ , км	<i>h</i> , км	Тип подвижек	A_z^0	
1	Ι	0—100	0—10	Сброс	59 NE	
2	П	100—150	0—10	Сброс	138 SE	
3	Ш	250—300	0—10	Сброс	270 W	
4	Ш	300—400	0—10			
5	I	0—100	10—20	Сброс	57 NE	
6	II	100—150	10—20	Сброс	226 SW	
7	II		11 150 200 10 20	10 20	Change	A. 139 SE
		150-200	10—20	Сорос	Б. 76 NE	
8	II	250—300	10—20	Сброс	72 NE	
9	III	300—400	10—20	Сброс	68 NE	



удаленных на сотни и тысячи километров от подлежащих освоению площадей [18].

Полученная нами модель современной геодинамики Срединно-Арктического хребта в целом и хребта Гаккеля в частности позволяет сделать вывод о сложном пространственном взаимодействии геодинамических процессов различных рангов, формирующем нелинейную структуру напряженнодеформированного состояния земной коры, где взаимодействие блоков реализуется в условиях стесненных вращательных движений, что необходимо учитывать при проектировании крупных инженерных сооружений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке комплексной программы РАН, проект 0410-2015-0033 «Отражение проявлений кимберлитового магматизма и зон глубинного нефтегазообразования в современном геодинамическом режиме Арктического сегмента земной коры».

Литература

1. Аветисов Г. П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна. — Вып. 1 // Тектоника Арктики. — Л.: Изд-во НИИГА, 1975. — С. 31—36.

2. Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. — СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 1996. — 185 с.

3. Антоновская Г. Н., Кременецкая Е. О., Кваерна Т. Сейсмический мониторинг Евро-Арктического региона: состояние и перспективы // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в.: Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием (15—18 сентября 2014 года). — Архангельск, 2014. — С. 7—10.

4. Безухов Н. И. Основы теории упругости, пластичности и ползучести. — М.: Выс. шк., 1961. — 537 с.

5. Беленович Т. Я. Сейсмотектоническая деформация и некоторые временные особенности сейсмичности территорий Киргизии: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук / Ин-т геофизики ГАН. — Тбилиси, 1983. — 99 с.

6. Беленович Т. Я. Современная геодинамика Тянь-Шаня по сейсмологическим данным: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / МГУ. — М., 1992. — 291 с.

7. *Беленович Т. Я.* О напряженно-деформируемом состоянии земной коры Срединно-Арктического хребта // Вестн. Помор. гос. ун-та. Сер. Естеств. и точ. науки. — 2005. — № 2 (8). — С. 12—18.

8. Беленович Т. Я., Кутинов Ю. Г. Геодинамический режим Срединно-Арктического хребта // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. — Т. 1 // Материалы Всероссийского совещания. — Иркутск, 2009. — С. 86—88.

9. Богоявленский В. И., Богоявленский И. В., Никонов Р. А., Шустер В. Л. Перспективы нефтегазоносности Канадской глубоководной котловины и сопредельных акваторий Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. — 2015. — № 4 (20). — С. 61—69.

10. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — Вып. 8. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. — 174 с.

11. Глебовский В. Ю., Каминский В. Д., Минаков А. Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. — 2006. — № 4. — С. 21—42.

12. Гуревич Н. И. Астафурова Е. Г. Глебовский В. Ю., Абельская А. А. Некоторые особенности аккреции коры у оси западной части ультранизкоскоростного хребта Гаккеля, Северный Ледовитый океан // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — Вып. 5 / Под. ред. д-ра физ.-мат. наук Г. П. Аветисова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. — С. 87—97.

13. Дубинин Е. П., Кохан А. В., Сущевская Н. М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. — 2013. — № 3. — С. 3—30.

14. Кохан А. В. Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / МГУ. — М., 2013. — 27 с.

15. *Кутинов Ю. Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. — Екатеринбург: УрО РАН, 2005. — 388 с.

16. Кутинов Ю. Г., Беленович Т. Я. Сейсмодинамические исследования Севера Евразии для проектирования крупных инженерных сооружений // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. — 2008. — № 5. — С. 436—442.

17. Кутинов Ю. Г., Чистова З. Б., Беленович Т. Я. Современная геодинамика Арктического нефтегазоносного супербассейна // Глубин. нефть. — 2013. — Т. 1, № 9. — С. 1307—1336.

18. Маловичко А. А., Виноградов А. Н., Виноградов Ю. А. Развитие систем геофизического мониторинга в Арктике // Арктика: экология и экономика. — 2014. — № 2 (14). — С. 16—23.

19. Ризниченко Ю. В. Расчет скоростей деформа ции при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1977. — № 10. — С. 34—47.

20. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. — М.: Наука, 1985. — 406 с.

21. Федоренко И. В. Спектральные особенности землетрясений района арктического хребта Гаккеля // XVI уральская молодежная научная школа по геофизике: материалы школы. — Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. — С. 294—297.

22. Юнга С. Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1979. — № 10. — С. 14—23.

23. Cochran J. R., Kurras G. J., Edwards M. H., Coakley B. The Gakkel Ridge: Bathymetry, Gravity Anomalies and Crustal Accretion at Extremely Slow Spreading Rates // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108. — P. 2116—2137.

24. Cochran J. R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. — 2008. — Vol. 174. — P. 1153—1173.

25. *DeMets C., Gordon R., Argus D.* Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. — 2010. — Vol. 181. — P. 1—80.

26. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. — 2003. — Vol. 426. — P. 405—411.

27. Edwards M. H., Kurras G. J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D. R. et al. Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // Nature. — 2001. — Vol. 409. — P. 808—812.

28. Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. of Geoph. Research. — 2003. — Vol. 108, B2. — P. 5.1—5.17.

29. Engdahl E. R., van der Hilst R., Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // Bull. Seismol. Soc. Am. — 1998. — Vol. 88. — P. 722—743.

30. Fujita K., Cook D. B., Hasegava H., Forsyth D. et al. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia // The Geology of North America. — Vol. L: The Arctic Ocean region / Geological Society of America. — Boulder, CO, 1990. — P. 91—112.

31. Jokat W., Schmidt-Aursch M. Geophysical Characteristics of the Ultraslow Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. — 2007. — Vol. 168. — P. 983—998.

32. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. — 2003. — Vol. 423. — P. 956—961.

33. Morozov A. N., Vaganova N. V., Ivanova E. V., Konechnaya Y. V. et al. New data about small-magnitude earthquakes of the ultraslowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // J. of Geodynamic. — 2016. — Vol. 93. — P. 31—41.

34. Riedel C., Schlindwein V. Did the 1999 earthquake swarm on Gakkel Ridge open a volcanic conduit? A detailed teleseismic data analysis // J. Seismol. — 2010. — Vol. 14. — P. 505—522.

35. Rogozhin E. A., Antonovskaya G. N., Kapustian N. K., Fedorenko I. V. Features of Seismicity of the Euro Arctic Region // Doklady Akademii Nauk. — 2016. — Vol. 467, № 5. — P. 585—588.

36. Schlindwein V., Demuth A., Korger E., Läderach C. et al. Seismicity of the Arctic mid-ocean ridge system // Polar Science. — 2015. — Vol. 9 (1). — P. 146—157.

37. Sohn R. A., Edmonds H., Humphris S. et al. Scientific scope and summary of the Arctic Gakkel vents (AGAVE) expedition // AGU Fall Meeting Abstracts. — 2007. — Vol. 1. — P. 7.

38. Sohn R. A., Willis C., Humphris S., Shank T. M. et al. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. — 2008. — Vol. 453. — № 7199. — P. 1236—1238.

39. Thiede J. And the Shipboard Scientific Party. Polarstern Arktis XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) // Rep. Polar Mar. Res. — 2002. — Vol. 421. — P. 397.

40. The Advanced National Seismic System Catalog // http://www.ncedc.org/anss/.

41. The Arctic ocean region / Ed. by A. Grantz, L. Johnson and J. F. Sweeney // The geology of North America. — [S. I.], 1990.

42. Tolstoy M., Bohnenstiehl D. R., Edwards M. H., Kurras G. J. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // Geology. — 2001. — Vol. 29. — P. 1139—1142.